Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz ⟨Bayerischer Wald⟩

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Peter Ergenzinger

aus Stuttgart

1965

Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz ⟨Bayerischer Wald⟩

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Peter Ergenzinger

aus Stuttgart

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Volkswagenwerk

Gutachter:
Professor Dr. J. HÖVERMANN
Professor Dr. Dr. J. H. SCHULTZE

Tag der mündlichen Prüfung:
11. Juli 1964
Tag der Promotion: 31. Juli 1965

D 188

Zugleich Heft 2 der Berliner Geographischen Abhandlungen. Selbstverlag des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin. 1965.

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort 5

I. *Einleitung*

a) Der Stand der regionalen geomorphologischen Forschung 7

b) Orographischer Überblick über den Bayerischen und den Böhmer Wald und die Abgrenzung des Arbeitsgebietes 8

c) Kurze geologische Übersicht 8

II. *Die Verwitterungsdecke, der glaziale und periglaziale Formenschatz*

a) Die Verwitterungsdecke 9

b) Der glaziale Formenschatz 13

1. Das südliche Rachelgebiet 13
2. Das Gebiet der Kleinen Ohe 14
3. Das Sagwassertal 15
4. Das Reschwassertal 15
5. Das Tal des Teufels- und des Windischbaches 19
6. Das Gebiet südlich des Dreisessel-Pleckensteins 19

c) Der nivale Formenschatz, Priehäussers Firneisgrundschutt und Firnbodenschutt sowie die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze . . 20

d) Die periglaziale Abtragung und Formung und ihr Einfluß auf die Hänge 23

III. *Die Täler*

a) Das Gewässernetz des Ilzgebietes 28

b) Das Längsprofil der Ilztäler 29

c) Talprofile im Ilzgebiet und die Terrassen 31

IV. *Die Rumpftreppe im Einzugsgebiet der Ilz*

a) Die Gebirgsfußflächen und die Gebirgsrandterrassen 33

b) Die Basisrumpffläche und das Kreuzberger Hügelland 36

c) Die Rumpftreppe über den Hauptrumpfflächen 38

d) Die Entwicklung und das Alter der Rumpftreppe und die Frage des plio-pleistozänen Bruches in der Rumpftreppenentwicklung 39

V. *Bemerkungen zum Entwurf einer geomorphologischen Karte, Zusammenfassung und Ergebnisse*

Literaturverzeichnis 44

Verzeichnis der benutzten Karten, Verzeichnis der Abbildungen

LEBENSLAUF

Ich wurde am 16. März 1937 zu Stuttgart als erster Sohn des Kaufmanns Walter Ergenzinger und seiner Ehefrau Lotte, geb. Nettmann, geboren. Das Reifezeugnis erhielt ich 1956 am Friedrich-Eugens-Gymnasium in Stuttgart. An den Universitäten Tübingen, Saarbrücken und Berlin studierte ich vom Sommersemester 1956 bis zum Wintersemester 1961/62. Meine akademischen Lehrer waren in Geographie die Professoren Huttenlocher, Rathjens, Schultze, Hövermann; in Geschichte die Professoren Rothfels, Dannenbauer, Helbig und Schultz; in Geologie die Professoren Seibold und Richter. Mit einer Diplomarbeit über das Thema „Glaziale und periglaziale Untersuchungen im Gebiet zwischen Lusen und Pfahl" bestand ich das Diplomexamen in Geographie im Wintersemester 1962/63.

VORWORT

Eine Wanderung durch den Bayerischen Wald im Sommer 1959 regte mich zu geomorphologischen Untersuchungen im Bayerischen Wald an. Im Rahmen meiner Diplomarbeit mit dem Titel „Studien über den eiszeitlichen Formenschatz zwischen Lusen und Pfahl im Bayerischen Wald" kartierte ich die glazialen und periglazialen Erscheinungen der Blätter Finsterau (7047)[1]) und Freyung (7147) der topographischen Karte 1 : 25 000. Seit dem Abschluß dieser Arbeit befaßte ich mich mit der Kartierung und Untersuchung der Rumpfflächen und Terrassen im Einzugsgebiet der Ilz. Die Geländearbeiten führte ich jeweils von August bis Oktober 1962 und 1963 durch.

Meinen besten Dank schulde ich Herrn Professor Dr. J. HÖVERMANN, der mich auf zwei gemeinsamen Exkursionen in mein Arbeitsgebiet, im Seminar und bei Diskussionen durch Anregungen und Kritik unterstützte.

Meinen Kollegen vom II. Geographischen Institut danke ich für viele Hinweise.

Besten Dank bin ich meiner Frau schuldig, die mich und den Bayerischen Wald in Geduld ertragen hat und mir beim Korrekturlesen half. Meinen Eltern danke ich für den Zuschuß zum Druck der Dissertation.

Die Zeichnungen, Karten und Profile wurden am Geomorphologischen Laboratorium des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin durch Fräulein FELSKE und die Herren J. SCHULZ und G. SCHULZ angefertigt. Auch ihnen bin ich zu Dank verpflichtet.

[1]) Die Blätter der topographischen Karte 1 : 25 000 zitiere ich im folgenden nur noch mit der Blattnummer.

I. EINLEITUNG

a) Der Stand der regionalen geomorphologischen Forschung

Im Jahre 1868 veröffentlichte C. W. GÜMBEL auf Grund geologischer Kartierungen seine umfangreiche „Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges". Dies blieb die erste und einzige vollständige erdwissenschaftliche Bearbeitung des Gebietes. Weder von geologischer noch von geographischer Seite erfolgte eine Neubearbeitung des gesamten Bayerischen Waldes. Der geomorphologischen Bearbeitung hinderlich waren lange Zeit die ungenügenden topographischen Karten. Erst während des zweiten Weltkrieges wurden die Aufnahmen zur topographischen Karte 1 : 25 000 vollendet. Seither stehen für den Bayerischen Wald hervorragende Blätter der topographischen Karte 1 : 25 000 zur Verfügung. Die Höhenlinien im Abstand von 5 m geben eine vorzügliche Beschreibung der Erdoberfläche und erlauben in günstigen Fällen sogar noch die sichere Diagnose von periglazialen Kleinformen. Selbst die Lokalisierung von Hangknicken macht bei diesem Isohypsenabstand wenig Schwierigkeiten, während nach HEMPEL (1956, 279)[2]) dies auf herkömmlichen Meßtischblättern „nahezu unmöglich" ist.

Die Länderkunden von MACHATSCHEK (1927), GRADMANN (1931, II) und SCHERZER (1940) und MACHATSCHEKs Ausführungen im „Relief der Erde" (1955[2]) geben einen kurzen Abriß der Forschungsgeschichte. Die geomorphologischen Untersuchungen konzentrierten sich auf zwei Fragenkomplexe:

1. Die pleistozäne Vergletscherung.
2. Die Rumpfflächen des Bayerischen Waldes.

Zu 1. Die meisten Untersuchungen wurden dem glazialen Formenschatz gewidmet. Während nach GÜMBEL (1868, 816) keine Glazialspuren auftreten, deuten 1882 gleichzeitig PARTSCH und A. PENCK (1882, 434 Fußnote) die Seen des Bayerischen Waldes als Karseen. GÜMBEL widerspricht diesen Deutungen noch 1894 (415) und lehnt jegliche Gletscherarbeit an den Talschlüssen ab. BAYBERGER (1886) deutete Blockanhäufungen oder gekritzte Blöcke bis in die Nähe von Budweis, Passau und Regensburg als Moränen. Seine Beobachtungen wurden von A. PENCK, BÖHM und RODLER (1887) abgelehnt. Seither beschränkte man das Gebiet mit glazialer Überformung auf den engeren Umkreis der Kare. Den Abschluß dieser Forschungen geben die zusammenfassenden Darstellungen von RATHSBURG (1928, 1930, 1932 bis 1935). Die Beobachtungen von PRIEHÄUSSER (1927, 1929, 1930, 1931) über eine ausgedehnte Verfirnung und Vergletscherung bleiben demgegenüber weitgehend unberücksichtigt. (WOLDSTEDT 1958[2] II, 208 lehnt sie ab, KLEBELSBERG 1949 II, 658—59 stimmt ihnen mit Einschränkungen zu.)

Zu 2. GÜMBEL (1868) beschreibt das Relief und weist dabei besonders auf die Abhängigkeiten zwischen Gestein und Oberflächenformen hin. Erst um die Jahrhundertwende mehren sich spezielle geomorphologische Arbeiten. Die weiten Ebenheiten im Mühlviertel deutet v. GRABER (1902) als ein schiefgestelltes Abrasionsplateau des Miozänenmeeres. Eine „erklärende Beschreibung" des Bayerischen Waldes versuchen v. STAFF (1910) und SELLNER (1906 und 1908). SELLNER deutet die „Vorlagen des Böhmer Waldes" als Peneplain „mit aufsitzenden Berggruppen und Massiven". Die Massive sind nach PUFFER (1910) einzelne Keilschollen. SOKOL (1916, 1918) und O. LEHMANN (1917) weisen auf die mangelnden Beweise für diese Auffassung hin. LEHMANN läßt sie wenigstens als Arbeitshypothese gelten. Eine ausführliche Gliederung und Beschreibung des Böhmerwaldes gab MAYR (1910). Durch die Dissertation von SCHULZ (1926) erhielt die geomorphologische Erforschung des Bayerischen Waldes einen neuen Ansatzpunkt. Der Geologe SCHULZ nimmt als Ausgangspunkt für seine morphologischen Untersuchungen die „randliche Bedeckung" des Bayerischen Waldes durch die obere Süßwassermolasse. Er deutet das Mittelgebirgsrelief des Bayerischen Waldes als Piedmonttreppe im Sinne von W. PENCK (1924) und unterscheidet Piedmontflächen in 420, 550, 750 u. 830 m Höhe. Darüber liegt das zentrale Bergland mit einer Gipfelkonstanz um 1340 m Höhe. Die Korrelation der von SCHULZ gefundenen Kaolinisierungsspuren des Vorlandes in 550 m Höhe mit der obermiozänen Weißerde bei Malgersdorf wird allerdings abgelehnt (FISCHER 1939, WURM 1937, 1938). Gleichzeitig mit SCHULZ veröffentlichte de MARTONNE (1926) seine Untersuchungen und betont für die Umgebung von Prachatitz die besondere Bedeutung der 750-m-Fläche. Eine großzügige Baugeschichte des Bayerischen Waldes entwirft FISCHER (1939). Die Anlage der Verebnungen in 1200 m, 750—800 m und 450—550 m Höhe datiert FISCHER in den Zeitraum zwischen Oligozän und Untermiozän / Obermiozän. Für das benachbarte Mühlviertel beschreibt PIPPAN (1955) zahlreiche Verebnungen und versucht eine Datierung der untersten Flächen ins Miozän durch auflagernde Sedimente. Leider fehlt der Arbeit eine morphologische Karte. In der Untersuchung von LEGER (1962) über die Fußflächen der Umgebung von Passau werden die von SCHULZ (1926) und WURM (1938) gewonnenen Ansichten über die Formung des Vor-

[2]) Ich zitiere jeweils zuerst das Erscheinungsjahr und nach dem Komma die Seitenangabe.

landes unter klimageomorphologischen Aspekten weitergeführt.

b) Orographischer Überblick über den Bayerischen und den Böhmer Wald und die Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Das bayerisch-böhmische Grenzgebirge gliedert sich nach GÜMBEL (1868) in Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald, Bayerischer Wald und Böhmerwald. Als Grenzen des Böhmerwaldes gelten seit altersher die Further Senke im Nordwesten und der Freistädter Sattel im Südosten. Die südwestliche Begrenzung ist durch den Pfahl bzw. den Mittellauf von Regen und Großer Mühl bestimmt, während die Linie Klattau—Strakonitz—Budweis nur einen breiten Übergangssaum in die innerböhmische Rumpffläche andeutet. Der Zwang der Staatsgrenze führte dazu, die naturgeographisch völlig einheitliche Landschaft des Böhmerwaldes etwa entlang der europäischen Hauptwasserscheide in einen tschechischen und einen bayerischen Anteil zu trennen. Für den letzteren bürgerte sich der Name Bayerischer Wald ein, obwohl damit ursprünglich nur das bis 1121 m hohe Waldgebirge zwischen Pfahl, Ilz, Donau und Regen bezeichnet wurde. Unter dem Begriff „Bayerischer Wald" versteht man heutzutage somit

a) den „vorderen" Wald,

b) den „hinteren" Wald,

c) die dazwischenliegende Pfahlsenke.

Der Donaurandbruch von Regensburg bis Hengersberg und die Geländestufe zwischen Schönberg - Kumreut - Waldkirchen und Hauzenberg trennen den Bayerischen Wald vom Vorland. Das Vorland greift zwischen Bogen und Deggendorf in breiten Tälern und Buchten in den Vorderen Bayerischen Wald und steigt bis in Höhen von über 530 m an. In der Umgebung von Passau erreicht das Vorland im sogenannten Passauer Wald seine größte Ausdehnung. Kennzeichnend für die Morphologie des Vorlandes sind die tiefe Zertalung und die zahlreichen Terrassen. Der Gebirgsrand des Bayerischen Waldes hat im allgemeinen eine relative Höhe von über 200 m. Der Abfall zum Vorland ist im Ilzgebiet meist gestuft. Ausgedehnte Flächenreste sind im Pfahlgebiet weit verbreitet. Die über 700 m hoch liegenden Verebnungen werden im Einzugsgebiet der Ilz durch enge Schluchten zerschnitten. Die Verebnungen des Pfahlgebiets greifen durch breite Talungen und Buchten in die höheren Bereiche ein. Auf den Spornen und Zwischentalscheiden über diesen Tälern liegen hochgelegene Verebnungen. Diese Niveaus erreichen im Gebiet des Maderplateaus, nördlich von Rachel, Lusen und Postberg ihre größte Ausdehnung.

In einer ersten Annäherung kennzeichnet das Vorland das Ineinanderlagern zahlreicher Terrassengenerationen, das Pfahlgebiet weite Verebnungen über tiefen Taleinschnitten und die hochgelegenen Bereiche das Auftreten von Flächen über Tälern zwischen Bergen.

Drei Ablagerungsbereiche bieten Ansatzpunkte für eine Datierung von jungtertiären Abtragungsflächen durch korrelate Sedimente: Das Budweiser Becken, das Umland von Passau und die Schwandorf-Bodenwöhrder Bucht in der Oberpfalz. Für eine geomorphologische Untersuchung empfahl sich das Ilzgebiet, da hier durch die randlichen tertiären Ablagerungen der Molasse und die glazial bedingten Ablagerungen im Bereich der höchsten Quellbäche eine Fülle von geomorphologischen Problemen auf verhältnismäßig engem Raum zu untersuchen sind.

c) Kurze geologische Übersicht

Die Untersuchung der geologischen Verhältnisse des Bayerischen Waldes ist seit GÜMBELs geologischer Karte 1 : 100 000 aus dem Jahre 1866 unter spezieller Fragestellung nur noch gebietsweise vorangetrieben worden. Zur ersten Orietierung steht die Geologische Karte von Bayern (1964[2]) 1 : 500 000 zur Verfügung. Für die tertiären Sedimente des Vorlandes gibt die Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000 (1955) eine gute Zusammenfassung.

Das besondere Merkmal des Baues des Bayerischen Waldes ist der etwa gleichsinnige nordwestlich - südöstliche Verlauf von morphologischem Gebirgsstreichen und Hauptstreichrichtung der kristallinen Gesteine. Das herzynische Streichen ist vor allem an dem Donaurandbruch und am Pfahl zu erkennen. Das Einzugsgebiet der Ilz ist petrographisch gekennzeichnet durch den Gegensatz von Gneis und Granit. Die morphologisch sehr verschiedenwertigen Gneise sind zwischen dem Pfahl und der Linie Rachel-Waldhäuser - Mauth - Haidmühle verbreitet. Im Gebiet von Klingenbrunn und Spiegelau liegen die morphologisch harten Cordieritgneise. Der Pfahl tritt im Ilzgebiet nirgends als mächtige Klippe in Erscheinung. Er ist (CLOOS 1927) die Wurzelzone für die Granitplutone von Saldenburg und Hauzenberg. Über diese Gebiete veröffentlichte CLOOS u. a. (1927) eine tektonische Karte 1 : 75 000[3]), die Umgebung von Waldkirchen kartierte DOLLINGER (1961). Kennzeichnend für das Vorland sind Granit- und Dioritgänge, die die Gneise und Gneisgranite als Härtlinge überragen. Zwischen Hals—Aicha—Iggensbach verläuft etwa parallel zum Pfahl ein zweiter Quarzgang. An der Donau und ihren Zuflüssen tritt das Grundgebirge nur noch stellenweise im Bereich der Erosionshänge auf und sinkt südlich des Granitrestberges von Altenmarkt rasch ge-

[3]) Die neueste geologische Karte des Massivs gibt TROLL (1964).

gen den Molassetrog ein. Bei Füssing, 30 km südlich von Passau, liegt es bereits über 1000 m unter der Oberfläche.

Die nördlichsten Ablagerungen der obersten Süßwassermolasse liegen bei Tittling (478 m) und Aussernbrünst (468 m), 25 km nördlich von Passau. Die höchsten Vorkommen der Süßwassermolasse sind die Quarzkonglomerate im Steinkart (522 m) südlich von Ortenburg und in 550 m Höhe bei Münzkirchen.

II. DIE VERWITTERUNGSDECKE, DER GLAZIALE UND PERIGLAZIALE FORMENSCHATZ

a) Die Verwitterungsdecke

Dem scheinbar einheitlichen Charakter der Gesteine entspricht nur der verhältnismäßig einförmige, sandig bis sandig-lehmige braune Waldboden. Die Verwitterungsdecken sind sehr unterschiedlich ausgeprägt. Eine systematische Beobachtung der Verwitterungsdecken ist bei dem Mangel an tiefen Aufschlüssen schwierig durchzuführen. Die folgenden Ausführungen sind das Ergebnis eines Vergleiches von etwa 120 Aufschlußprofilen. Häufig sind Aufschlüsse nur im vergrusten Granit, da in Sandgruben der Grus abgebaut wird. Meine Beobachtung beziehen sich deswegen vor allem auf das Problem der Granitvergrusung. Zunächst beschreibe ich ähnlich wie LIEHL (1934) einige typische Profile.

1. Aufschluß

Topographie: Granitsteinbruch über der Annathalmühle, östlich von Mauth (7147, r = 98 280, h = 18 020 [4]). W-Hang. Der Aufschluß liegt am Knick zwischen 6° geneigtem Hang oberhalb und 14° geneigtem Hang unterhalb des Bruches.

Höhenlage: 875 m.

Gestein: mittelkörniger Granit.

Profil:

Mächtigkeit in cm	Beschreibung:
5	Humusanreicherung
30	sandig-lehmiger Waldboden, oberflächl. leicht podsoliert
40	lehmiger Sand mit meist handtellergroßen Schuttscherben
700	anstehender Granit.

Der anstehende Granit ist durch zahlreiche oberflächenparallele Fugen in Scherben und Platten zerlegt. Selbst ein 1,5 m langer kantiger Block wurde vom Muttergestein getrennt. In den Fugen findet sich ein lehmiger Sand mit einzelnen fingernagelgroßen Granitscherben.

2. Aufschluß

Topographie: Hausfundament in Mauth (7147, r = 96 630, h = 17 890), S-Hang mit 9° Neigung.

Höhenlage: 825 m.

Gestein: mittelkörniger Granit.

Profil:

Mächtigkeit in cm	Beschreibung:
20	Humusdecke über hellbraunem lehmigem Sandboden
160	hellbrauner lehmiger Sand zwischen dicht gepackten, hangabwärts eingeregelten, kantigen Granitblöcken und scherbigem Granitschutt. Grusgehalt konstant.

Die Untergrenze der Verwitterungsdecke war nicht aufgeschlossen.

3. Aufschluß

Topographie: Sandgrube bei km 44 an der Straße zwischen Bierhütte und Hohenau. (7147, r = 90 370, h = 12 700). NO-Hang mit 3° Neigung.

Höhenlage: 740 m.

Gestein: mittelkörniger Biotitgranit.

Profil:

Mächtigkeit in cm	Beschreibung:
4	Humus
60	brauner Lehm mit wenigen kantigen bis 12 cm langen Granitstücken
40	beiger Lehm mit nach unten zunehmendem Gehalt an Schutt und Grus. Kantenlänge der Scherben bis 40 cm
210	Grus in ursprünglicher Lagerung. Er greift entlang von Klüften in das schlagfeste Gestein ein.

Die ausgegrabenen Wollsäcke sind bis 3 m lang. Die Schlagfestigkeit der Blöcke nimmt von außen nach innen rasch zu.

4. Aufschluß

Topographie: Sandgrube nördlich von Waldhäuser, westlich P 1064 (7046, r = 07 660, h = 22 650). W-Hang mit 5° Neigung, in eine Verebnung übergehend.

Höhenlage: 1020 m.

Gestein: Gneis.

[4]) Die Ortsangabe wird im folgenden gekennzeichnet durch die Nummer der topographischen Karte 1 : 25 000 und die Gauß-Krüger-Koordinaten.

Profil: Mächtigkeit

in cm	Beschreibung:
5	Humusanreicherung
55	lehmiger brauner Sand mit flachen Gneisscherben und Blöcken bis zu einer max. Länge von 120 cm
60	geschichteter feiner Grussand. Zu oberst gräulich, dann hellbraun. Dazwischen braune lehmige Bänder.
80	anstehender Grus mit mehligen, weißen Feldspäten u. hellbraunen Kluftlinien. Der Grus ist mit dem Spaten leicht zu stechen.

5. Aufschluß

Topographie: Sandgrube westlich Aigenstadl. (7147, r = 83 860, h = 08 840). O-Hang. Die Grube liegt am Knick zwischen Hängen von 9° und 22° Neigung.

Höhenlage: 585 m.

Gestein: mittelkörniger Granit.

Profil: Mächtigkeit

in cm	Beschreibung:
7	dunkelbrauner lehmig. Sand
150	hellbrauner bis grünlichgrauer Grus, in dem gerundete Granitblöcke mit einem Durchmesser bis zu 45 cm schwimmen.

Nur stellenweise und stets oberflächennah zeigt der Grus eine Schichtung. Zwei zu kleinen Würfeln verwitterte Quarzgänge regeln sich 50 cm unter der Oberfläche hangparallel ein.

6. Aufschluß

Topographie: Sandgrube bei km 43 an der Bundesstraße 12 zwischen Freyung und Phillipsreut (7147, r = 94 700, h = 10 610) NNO-Hang des Höllenberges mit 14° Neigung.

Höhenlage 670 m.

Gestein: mittelkörniger Biotitgranit.

Profil: Mächtigkeit

in cm	Beschreibung:
30	lehmiger, braun. Sandboden
80	sandiger, hellbrauner, geschichteter Lehm mit zunehmendem Grusgehalt
1500	nach unten sich mehr und mehr verfestigender Grus.

Die Untergrenze der Vergrusung wird nicht erreicht. Im Grus liegen keine Wollsäcke. Die Feldspäte sind mehlig, manchmal sogar tonig. Eine Verwerfung zeichnet sich als grau-weißes Tonband ab.

7. Aufschluß

Topographie: Hausfundament in Saldenburg: Pension Waldfrieden (7246, r = 99 800, h = 05 100) ONO-Hang mit 6° Neigung (Abb. 1).

Höhenlage 530 m.

Gestein: porphyrartiger Kristallgranit.

Profil: Mächtigkeit

in cm	Beschreibung:
15	dunkelbrauner, sandig. Lehm
250	ungeschichteter Grus. Die bis 4 cm langen Feldspäte sind unverwittert.

Die Untergrenze der Vergrusung war nicht aufgeschlossen.

Der Vergleich dieser Aufschlüsse zeigt, daß in allen Höhenlagen des Arbeitsgebietes Grus vorkommt. In der Regel ist er vor allem auf Verebnungen und flachen Hängen über Granit zu finden, während im Verbreitungsgebiet des Gneises vergruste Gesteinspartien seltener auftreten. Über den Cordieritgneisen fand sich kein Grus. In den Aufschlußprofilen 1 und 2 tritt Grus allerdings nur sehr untergeordnet auf. Es überwiegen bei weitem die kantigen, hangparallel eingeordneten Granitscherben. Den übrigen Aufschlüssen fehlen die Granit- bzw. Gneisscherben völlig oder sie treten nur bis in maximal 150 cm Tiefe auf. Erst darunter ist der Grus in ursprünglicher Lagerung zu finden. In dem 7. Aufschluß fehlt die hangparallel bewegte Zone allerdings völlig.

Die chemische Untersuchung einiger Proben aus einer Sandgrube bei Kötzing und Zwiesel durch BLANCK u. a. (1940—41, Teil III, 5) lieferte trotz der tiefen Lage und Färbung des untersuchten Gruses keinen zwingenden Beweis für ein hohes Alter des Gruses im Bayerischen Wald. Im Profil Bodenmais (S. 462) und Kötzting (S. 452) waren zwar Spuren zu finden, die auf eine Kaolinisierung hindeuteten, aber es fehlte die Feldspat- und Glimmerverwitterung. Bei beiden Proben war der Vergleich mit dem frischen Ausgangsgestein nicht möglich. v. GRABER (1933, 24) berichtet auf Grund seiner chemischen Analysen von Dioriten aus neu eröffneten tiefen Aufschlüssen, daß das Material „nur scheinbar frisch" sei, „Trübung der Kernplagioklase, Chlorit- und Epidotbildung ist regelmäßig zu beobachten, der Kalkspatgehalt muß allerdings nicht durchweg auf Zersetzung beruhen, ist aber immerhin verdächtig". Ein Beweis für die chemische Verwitterung des Granits geben die vertonten Feldspate der unter 6 beschriebenen Sandgrube. In der von LINDNER (1958) geschilderten Sandgrube bei Kötzting finden sich an der Grenze zwischen Granit und Gabbro einige vom aufdringenden Granit eingeschlossene Gabbroblöcke. Während der Granit völlig vergruste, wurden die Gabbroblöcke nur 6 cm tief gebleicht. Somit liegt hier nebeneinander ein vergruster Granit, dessen Feldspat- und Glimmerbestandteile scheinbar durch chemische Vorgänge nicht angegriffen und ein Gabbroblock, der durch chemische Vorgänge gebleicht

wurde. Der mangelnde chemische Zersatz des Gruses ist daher kein Beweis für die Entstehung des Gruses durch rein physikalische Verwitterungsvorgänge.

Der Grus wird entsprechend den Beobachtungen von PIPPAN (1955, 39) im Mühlviertel auch im Ilzgebiet von Sedimenten der oberen Süßwassermolasse (Feldspatsande) überlagert (Aufschluß der Ziegelei Ernsting [72 47, r = 92 700, h = 99 980]). Er ist daher zumindest keine typische pleistozäne Bildung. Eine engere zeitliche Fixierung der Grusentstehung kann wahrscheinlich nur durch eine genauere Kenntnis der „Grustypen" erfolgen. MEINECKE (1957, 486) betrachtet ausschließlich den weißlich-gelblichen Grus des Harzes und datiert ihn durch einen Vergleich mit den Kieseloolithablagerungen im Rheinischen Schiefergebirge ins Pliozän. Er soll unter mittelmeerischen Klimabedingungen, wie sie LAUTENSACH (1950) schildert, entstanden sein. Im Ilzgebiet dominiert dieser Grustyp bei weitem. HÖVERMANN (1951) betont den Zusammenhang zwischen hochroten Verwitterungstonen und der Grusbildung. Der Grus wäre demnach unter tropisch-subtropischen Bedingungen entstanden. Ähnliche hochrote Tone fanden sich nur vereinzelt im Saldenburger Granitgebiet. Dort war beim Bau der Straße Thurmannsbang—Eging bei P 439,8 nördlich von Schlinding (Nr. 7245, r = 94 440, h = 02 980) im Granitgrus eine Kluft aufgeschlossen, längs der sich ziegelroter Ton gebildet hatte. Die umgebenden Feldspate waren nur leicht korrodiert und besaßen eine dünne rötliche Haut. Hochrote Tone liegen zwischen den fluviatil abgesetzten Quarzsanden der obersten Süßwassermolasse an derselben Straße von Schlinding nach Eging nördlich von Hörmannsdorf bei P 416,8 (7245, r = 94 000, h = 00 700). Tiefreichende Kaolinisierungsspuren beschreibt WEINSCHENK (1914, 57) aus den Ruschelzonen der Graphitlager bei Kropfmühle. Sie treten hier bis 120 m unter der Erdoberfläche auf. Die vielfach zu beobachtende enge Verknüpfung von Resten jungtertiärer chemischer Verwitterung mit Grussanden legt es nahe, für die Grusbildung ein überwiegend präpleistozänes Alter anzusetzen. Das entspricht auch dem Ergebnis der chemischen, röntgenographischen Untersuchungen des Granitgruses im Weschnitztal (Odenwald) durch SEMMEL (1961, 451). Vermutlich läßt sich, wie SCHICK (1956) andeutete, stellenweise ein rötlicher subtropischer Grus von einem gelblichen mediterranen Grus unterscheiden. Es zeigt sich, daß der grobkörnigste Granit auch die intensivste Vergrusung erfährt. Entsprechende Beobachtungen machten BIROT und JEREMINE (1950) und KLAER (1956) auf Korsika, GABERT (1962) in den Ausläufern der Südalpen und BIROT (1957) in NW-Spanien.

Die vorwiegend physikalische Verwitterung während des Pleistozäns erzeugte das in den Profilen 1 u. 2 erwähnte Absanden von eckigen Granitsplittern. Für diese Verwitterungsdecken ist im Gegensatz zu den echten Grussanden das Nebeneinander von Scherbenschutt und splittrigem Grus typisch. Nach TABER (1943, 1447) tritt im Laboratoriumsversuch durch Temperaturschwankungen kein Absanden des Granits auf, jedoch erwähnen TRICART und CAILLEUX (1961, 248) einen „echten periglazialen Grus", den sie experimentell erzeugten. Der Mitteilung ist nicht zu enttnehmen, ob es sich dabei um Grussand oder um eine Mischung von Grus und Scherbenschutt handelt. Das Absanden ist wahrscheinlich auch der Grund für das Fehlen glazial bedingter Schrammen, Kritzer und Glättungen auf den oberflächennahen Granitblöcken der Blockmoränen unter dem Bärenlochkar. In dem Aufschluß im Reschwassertal bei der Schustersäge (7047, r = 94 130, h = 22 300) liegt 2 m unter der Oberfläche ein polierter und gekritzter Granitblock ohne Verwitterungsspuren. Die eiszeitlichen Absandungsvorgänge treten wohl unterhalb der periglazialen Wanderschuttdecke zurück. Diese Folgerung widerspricht den Deutungen der Grusentstehung von WEBER (1943), MASUCH (1953/54), HAASE (1961) und H. RICHTER (1955/56, 562). Die kaltzeitliche Entstehung des Gneisgruses beweist RICHTER durch die enge „Relation zwischen Wanderschuttdecke und Grus" (S. 562): „je dünner die Wanderschuttdecke ist, desto weniger Grus findet sich darunter. Ein Maximum von 8 m (normalerweise 2 m) erreicht die Grusmächtigkeit unter einer Wanderschuttdecke von 50—70 cm... Unter mächtigen Wanderschuttdecken, die sich häufig in Hohlformen finden, tritt die Vergrusung wieder zurück". Nach der Deutung von RICHTER spricht dieser Zusammenhang für die genetische Einheit von Grus und Wanderschutt; im Dauerfrostboden entsteht Grus, im Solifluktionsbereich eine Wanderschuttdecke. Es ist schwierig sich vorzustellen, daß die Wanderschuttdecke, die relativ häufigen Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt ausgesetzt ist, der Vergrusung durch Frostverwitterung weniger unterworfen war als der darunterliegende Dauerfrostboden. Den Grus in den Klüften hält allerdings selbst RICHTER für älter als die darüberliegende Grusdecke. Andererseits zeigt z. B. Profil 3 den allmählichen Übergang von Granit mit vergrusten Klüften über Grus mit einlagernden wollsackförmigen Granitblöcken zu reinem Grus. Der genetische Zusammenhang zwischen dem Grus längs der Klüfte und der Grusdecke ist wesentlich enger als der zwischen Grus und der häufig diskordant darüberlagernden Wanderschuttdecke. Das Hakenschlagen beweist darüber hinaus, daß der Grus zumindest schon vor der letzten Wanderschuttdecke vorhanden war (BÜDEL 1937, 28). Vorkommen von Scherbenschutt aus Granit, wie sie die Profile 1 und 2 zeigen, sind selten. Sie

treten vorwiegend bei sehr feinkörnigen Granitvarietäten auf und beschränken sich scheinbar auf Gebiete über 700 m Höhe. Zu ähnlichen Ansichten kommt ULLMANN (1960). Er beschreibt für den Südschwarzwald ebenfalls den Bereich zwischen 700—1000 m Höhe als ein Gebiet intensiver physikalischer Verwitterung.

Bei fast allen Granitfelsburgen ist das Fehlen scharfkantiger Formen und eines ausgeprägten Schuttfußes bemerkenswert. Ein extremes Beispiel dafür sind die Wackelsteine bei Loh (7045, r = 96 885, h = 07 480). Der größte Stein besetzt eine Standfläche von 70 cm Durchmesser bei einem maximalen Steindurchmesser von 450 cm. Die 20 m hohen Felsburgen des Dreisesselberges zeigen die von LIEHL (1934, 187) und SCHOTT (1931, 40) beschriebene perlartige Anordnung der Felsburgen in Abhängigkeit vom Kluftnetz. Flache, schildförmige Klippen sind selten. Am Fuchsberg über Mauth (7147, r = 96 295, h = 18 590) liegt ein 15 m langer flacher Granithöcker dieser Art. Oberflächlich zeigt der Schild nur wenige scharfkantige Risse. Entsprechend den Beobachtungen und Folgerungen von WILHELMY (1958, 59) und LINTON (1963) sind diese Felsburgen und Steine als nur wenig überformte präpleistozäne, untere Verwitterungsgrenze anzusehen. Dies widerspricht den Annahmen von SCHREPFER (1926), KREBS und SCHREPFER (1927, 99) und RATHSBURG (1928, 153), die dem Granit eine starke Neigung zur Schutz- und Blockbildung unter eiszeitlichen Bedingungen zutrauen. Das schalenförmige Abwittern an den im Grus nahe an der Oberfläche liegenden Granitblöcken westlich von Thurmannsbang (7245, r = 96 980, h = 04 210) spricht nach WILHELMY (1958, 183) ebenfalls für eine Verwitterung unter wechselfeuchten oder subtropischen ariden Bedingungen. Im Gegensatz zu den Granitfelsbergen haben die Gneisklippen im Gebiet des

Tabelle 1 Die Kare des Böhmerwaldes

Name	Höhe (m)	Höchster Punkt des Einzugsgebietes Name	Höhe (m)	Exposition	Gestein	Bemerkungen
Schwarzer See	1010	Seewand	1340	N	Glimmerschiefer	
Teufelssee	1030	Seewand	1340	O	„	
Enziankar	1130	Enzian	1285	NO	Gneis	kein übertiefter Boden
Sollerbachkar	1130	Kleiner Arber	1384	N	Gneis	kein übertiefter Boden
Kleiner Arbersee						
Kartreppe 1260						
1100						
1040	940	Großer Arber	1430	N	Gneis	
Großer Arbersee						
Kartreppe 1020	930	Großer Arber	1456	O	Gneis	
Schwellbachkar	1090	Kleiner Arber	1384	S	Gneis	vermoorter Boden
Höllbachkar	980	Ruckowitz	1270	SO	Gneis	vermoorter Boden
Lakka-See	1080	Lakaberg	1337	N	Gneis	
Stubenbacher See	1080	Kleine Riegeln	1230	O	Gneis	
Mittagsbergkar	1100	Mittagsberg	1314	NO	Gneis	vermoorter Boden
Hirschbach						
Kartreppe 1130						
1040	970	Enzian	1300	SO	Gneis	vermoorter Boden
Wiesriegelkar	960	Wiesriegel	1093	O	Gneis/Granit	vermoorter Boden
Kleines Rachelkar	1070	Kleiner Rachel	1399	N	Gneis	vermoorter Boden
Großes Rachelkar						
Altes Seekar						
Kartreppe 1250						
1090	1050	Großer Rachel	1452	O	Gneis	vermoorter Boden
Seekar	1070	Seewand	1350	SO	Gneis	
Bärenriegelkar	1030	Steinfleckberg	1330	O	Gneis/Granit	vermoorter Boden
Pleckensteinsee	1090	Pleckenstein	1378	NO	Granit	
Kartreppe?	(910) ?			N	Granit	„im Kessel" ?
Durchschnitt:	1040 m	Durchschnitt:	1340 m			

Steinberges (große und kleine Kanzel) alle einen steil geneigten Schuttfuß (7147, r = 93 090, h = 17800). Diese Beobachtungen beweisen eine wesentlich stärkere Frostverwitterung beim Gneis als beim Granit. Das zeigt sich auch in ehemals vergletscherten Gebieten: Im Tal des Großen Schwarzbaches (7047, r = 93 000, h = 25 000) grenzt normalkörniger Granit an quarzreiche Gneise und durchdringt sie. Im ostexponierten Talhang hat sich das Bärenriegelkar nur innerhalb des Gneisverbreitungsgebietes ausgeformt, während der talauf- und talabwärts folgende Granithang wesentlich weniger zurückverlegt wurde. Die intensivste eiszeitliche Formung wurde hier durch die verschiedene morphologische Wertigkeit des Gesteins modifiziert. Es ergibt sich damit entsprechend den Beobachtungen von MORTENSEN (1948 und 1963) und HÖVERMANN (1953) am Achtermann im Harz für den Gegensatz Granit—Gneis das gleiche Verhältnis wie zwischen Granit und Hornfels.

b) Der glaziale Formenschatz

Die periglazial-morphologische Karte der Tschechoslowakei von SEKYRA (1960; 1961) gibt auch für den glazialen Bereich die jüngste kartographische Zusammenfassung des Forschungsstandes. Der Maßstab der Karten ist jedoch so klein, daß die verzeichneten Kare z. T. nicht lokalisiert werden können. Auf Grund der Karbodenhöhe der Böhmerwaldkare von 1040 m (vgl. Tabelle 1) sind nur in den Tälern mit Einzugsgebieten von über 1100 m Höhe Spuren glazialer Formen zu erwarten. Die Aufschlußverhältnisse waren am günstigsten im Rachelgebiet und im Reschwassertal, daher behandle ich die Spuren des ehemaligen Rachelgletschers und des Reschwassergletschers ausführlicher.

1. Das südliche Rachelgebiet

Der 1071 m hoch gelegene Rachelkarsee wurde von PARTSCH (1882, 109) und A. PENCK (1882, 434) erstmals als glazial bedingte Form gedeutet. PARTSCH beobachtete unter dem durch eine Moräne gestauten Rachelsee zwei weitere Seitenmoränen. In der zusammenfassenden Arbeit von RATHSBURG (1928, 88-90) wird die Zweigliederung des Rachel-Großkares in das Seekar und das 'Alte See-Kar' beschrieben. Die tiefste Moräne befindet sich nach RATHSBURG in 1035 m Höhe. Das 1906 von THIEM entdeckte wesentlich kleinere nördliche Rachelkar hingegen hat eine Moräne in 1060 m, die nach THIEM (S. 14) „vielleicht als Firnmoräne anzusprechen" ist. Seit der genauen topographischen Aufnahme des Geländes (1938) sind die großen Blockmoränen unterhalb des Rachelsees ohne Schwierigkeiten der topographischen Karte 1 : 25 000 zu entnehmen, ebenso wie das erstmals von MÜGGE (1950, 119 c) beschriebene, unterhalb des Waldschmidt-Hauses gelegene Nebenkar. Das O-exponierte Nebenkar hat in 1235 m Höhe einen kleinen vermoorten Karboden. Der Boden des Alten See-Kares liegt in 1083 m Höhe. Vom Niveau des Alten See-Karbodens durch eine Felsstufe getrennt, folgt in 1055 m Höhe ein weiterer vermoorter Karboden.

Zwischen dem Rachelsee und dem Alten See liegt eine breite Mittelmoräne. Ihr Verlauf beweist, daß der mächtigere Gletscher sich im Bereich des Alten Sees sammelte. Im Gebiet zwischen 1070 und 910 m Höhe folgen zahlreiche blockreiche Moränenwälle. Die mächtigste Seitenmoräne erreicht 18 m Höhe und beginnt südwestlich von P 1077 bei der Jagdhütte im „Hochseign". Sie wird von der neuen Waldstraße im Jagen III 4 geschnitten und endet in etwa 1000 m Höhe. Der Rachelbach durchbricht in 910, 950, 975 und 993 m Höhe jeweils einen Blockmoränenwall.

Die Aufschlüsse und Formen der Grübenau und des Gebiets „In den Grüben" beweisen, daß sich das ehemals vergletscherte Gebiet nicht auf den Bereich innerhalb der Blockmoränen beschränkte. Beim Ausbruch des Triftkanals östlich von P 848 entstand zwischen Seebach und Kanal ein 6 m tiefes Kerbtälchen. Die Hänge bestehen aus einer steinreichen Packung von Lehm, kantengerundeten Gneis- und Granitblökken und Gneisgeröllen. Der größte Gneisblock besitzt eine Länge von über 2,5 m. Nach der geologischen Karte von GÜMBEL liegt dieser Block in einem Ausläufer des östlich anschließenden Granitgebietes. Die Größe der Blöcke schließt jedoch einen längeren fluviatilen Transport aus. Der Block muß daher durch einen die Blockmoräne überschreitenden Gletscher in seine heutige Lage gebracht worden sein. Ein zweiter Aufschluß in den „Grüben" im Jagen III 10, südlich P 799, bestätigt diese Ableitung (7046, r = 03 280, h = 24 160). Das Grübenfeld besteht aus einem Nebeneinander von kiesreichen, langgestreckten, bis zu 5 m hohen Rücken, runden, abflußlosen Hohlformen und geradlinigen, bis 3 m tiefen Kerbtälchen. Durch den Schotterabbau entstand in dieser Terrasse das folgende über 4 m hohe Profil (Abb. 2):

	Mächtigkeit in cm	Beschreibung
a)	110	lockere Schotterpackung aus gerundeten Gneisgeröllen (< 20 cm) und wenig Sand unter 10 cm Humusanreicherung
b)	200	Mischung von Geröllen und Blöcken unterschiedlicher Größe (maximal 100 cm lang) in stellenweise grünlichem Lehm als Zwischenmittel
c)	100	wie b), jedoch in bräunlichem Lehm.

Die liegenden Schotter und kantengerundeten und gerundeten Blöcke b) und c) besitzen die für glaziale Ablagerungen typische unregelmäßige

Einregelung ihrer Längsachsen. Es handelt sich daher um eine Grundmoräne. Die schotterreiche Grundmoräne wird von fluviatil sedimentierten Schottern überlagert. Die Schotter wurden jedoch, wie die stellenweise in Schuppen in die Schotter übergreifenden Lehme beweisen, bei einem erneuten Vorstoß des Rachelgletschers gestaucht und zu stromlinienförmigen Rücken von etwa 2,5 m Höhe und meist 6 m Länge — Kleindrumlins — umgeformt. Sie sind auf dem Schwemmschuttfächer links des Seebaches im Jagen III 8 (unterhalb von 830 m Höhe) und im Jagen III 10 verbreitet. Die eigentlichen „Gruben", d. h. trichterförmigen Löcher, sind nur im Jagen III 10 zu finden. Da die Grubenlöcher nicht von Schottern verfüllt wurden und auf dem Grund nur die normale Schottermächtigkeit haben, können diese Hohlformen nur schwach periglazial überformt worden sein. Diese Grubenlöcher sind daher als Toteisformen oder als anthropogen bedingte Hohlformen zu deuten.

Ein morphologischer Beweis für einen ehemaligen Gletscherstand außerhalb der Blockmoränen sind ferner die schräg hangabwärts führenden Hangversteilungen links und rechts des oberen Seebaches. Die linke Hangversteilung beginnt nahe P 994 und verläuft parallel zum Waldweg Diensthütte—Rachelsee, die rechte Hangversteilung schneidet den Rachelschachtenbach in 930 m Höhe und setzt sich in den ‚Gfällreuten' fort. Im überwiegend granitischen nordöstlichen Einzugsbereich der Großen Ohe treten Nivationsnischen und übersteilte Hänge beim Steinschachten- und Plattenhausen-Riegel auf. Ein Karoid bildet den Ursprungstrichter für die Tiefe Seige. Unterhalb der höchsten Erhebung, des Plattenhausen-Riegels (1376 m) zwischen der Schachtenau und 865 m Höhe besitzt die Tiefe Seige einen ausgedehnten Schwemmschuttfächer, der Bach ist darin über 5 m tief eingeschnitten.

Ein zweites „Grubenfeld" liegt im Winkel zwischen der Großen Ohe und dem Schwarzen-Kies-Graben bei P 758. Im Gegensatz zu den Verhältnissen „In den Gruben" besteht das Feld vorwiegend aus kurzen Kerbtälern und den „Grubenlöchern", die Vollformen treten nur benachbart zu den Hohlformen auf und besitzen nie die strenge Einreglung der Längsachsen, wie sie für die „Kleindrumlins" des eigentlichen Grubengebietes typisch sind. Ein Beweis für eine glazial bedingte Formung fehlt hier. Ich halte diese Bildungen, ähnlich wie einige randliche Kerbtäler des südlichsten „In den Gruben"-Gebietes, für die Spuren des mittelalterlichen oder frühneuzeitlichen Abbau von Quarzkies. Vielleicht ist für die bei Zwiesel von PRIEHÄUSSER (1938) geschilderten Vorkommen von Grubenfeldern eine ähnliche Entstehung anzunehmen. Eine weitere rundhöckerartige Hügelreihe aus fluviatil gerundeten Gneisschottern steht direkt auf der Talsohle der Großen Ohe in 748—745 m Höhe. Die Hügel sind perlenartig aufgereiht und sind bis zu 2 m hoch und bis zu 9 m lang. Ihr Grundriß ist sehr unregelmäßig gekrümmt. In der Umgebung der Hügel treten keine Hohlformen auf, aus denen die Schotter zum Aufbau der Hügelreihe entnommen sein können. Das spricht für die Deutung der Hügelkette als gletscherrandnahe Bildung eines ehemaligen äußersten Rachelgletschers, der sein Zungenende im Bereich der „Waldwiese" bei P 741 hatte und die heute durch das Moor verdeckten Schotterakkumulationen im „Großen Filz" und der „Filzteile" verursachte, die bei P 743 zutage treten.

Im flachen Vorland des Rachels endete die maximale Gletscherausdehnung somit wahrscheinlich in etwa 740 m Höhe. Ein weiterer Halt eines Vorstoßes in 790 m Höhe „In den Gruben". Die Blockmoränen liegen unterhalb der Kare in Höhen zwischen 910 und 1077 m. Ein Nebenkar hat einen Karboden in einer Höhe von 1235 m.

2. Das Gebiet der Kleinen Ohe

Das benachbarte Einzugsgebiet der Kleinen Ohe mit dem Großen Spitzberg (1350 m), seiner höchsten Erhebung, läßt einen ehemaligen, in seinen Dimensionen dem Rachelgletscher ähnlichen Gletscher erwarten. In der „Spiekerau" liegt in 725 m Höhe (7046, r = 06 040, h = 21 060) die tiefste Seitenmoräne. Die 8 m Hilfshöhenlinie begrenzt etwa genau das Vorkommen großer gerundeter Granitblöcke (>120 cm lang) in wallförmiger Lagerung. An die Moräne schließt sich zum Jagen V 3 hin ein Schwemmfächer an, der besonders rechts der Kleinen Ohe, im Jagen IV 4, sehr ausgeprägt ist. Das rezente Bachbett ist am Kopf des Fächers über 4 m tief eingeschnitten. Einen Ansatz zu einem weiteren Moränenwall zeigt der Hang links der Ohe in 760 m Höhe. Deutlicher ist der blockreiche Wall rechts der Ohe in 790 m Höhe. Bei einem Gletscherrückzug über den Zusammenfluß von Schreyer Bach und Kleiner Ohe bei P 839 mußte der Gletscher in einzelne Hanggletscher zerfallen. Links des Schreyer Baches liegen zwischen 970 und 980 m hintereinander mehrere Blockwälle. Der Brücklaubach hat einen kesselförmigen übersteilten Talschluß unterhalb des Hochg'feichtet (1262 m). Die Rückhänge sind fast 30° steil und werden von zahlreichen kleinen Bächen zerschnitten. In etwa 1060 m Höhe sammeln sich die Bäche in einem nicht vermoorten Flachboden. Unterhalb von 1032 m begleiten breite Fließzungen den Brücklau-Bach bis zu der tiefen Schlucht der Kleinen Ohe.

Vom Stangenfilz (1190 m) bis in 1175 m Höhe windet sich die Kleine Ohe als ein kleiner Bach durch eine über 10 m breite vermoorte Talsohle. Das Sohlental hat etwa 15 m hohe steile Hänge. Bei 1170 m beginnt unvermittelt die „Teufelsloch"-Schlucht. In der Talkerbe fließt kein Wasser, der Bach verschwindet gleich beim Eintritt in die Schluchtstrecke zwischen großen, bis über

7 m langen Granitblöcken und tritt erst bei der Talstufe in 1000 m Höhe wieder an die Oberfläche. Wie die bemoosten Blöcke im Grund der Schlucht beweisen, durchfließt unter heutigen Verhältnissen kein Bach oberirdisch die 30 m tiefe Schlucht. Der unterirdisch fließende Bach spült nur wenig Grus aus den Klüften. Unter den heutigen Abtragungsbedingungen kann es zwar theoretisch zu kleinen Sackungen kommen, doch die Schlucht hat ein gleichsinniges Gefälle und zeigt keine Übertiefungen. Wahrscheinlich sind die Riesenblöcke so verkantet, daß trotz der Abfuhr des Gruses aus den Klüften die entstehenden Hohlräume nicht verstürzen. Die rezente Erosion ändert nichts an der Talform, die Schlucht ist ein Trockental. Ein zweiter Bach, der bei einem Einzugsgebiet von etwa 25 ha eine ähnlich tiefe fossile Schlucht- und Sohlentalstrecke besitzt wie die Kleine Ohe, ist im Ilz-Einzugsgebiet nicht zu finden. Die überproportionale Eintiefung des Oberlaufes der Kleinen Ohe läßt sich erklären durch eine Erweiterung des Einzugsgebietes. Ein jenseits der Wasserscheide im Gebiet des Lusenbaches liegender Gletscher konnte über die niedrige Talwasserscheide beim Stangenfilz zeitweise zur Kleinen Ohe entwässern.

3. Das Sagwassertal

Der Lusen (1373 m) ist die höchste Erhebung des engen Sagwassertales. Bis nach Weidhütten haben die westlich bzw. östlich exponierten Talhänge eine unterschiedliche Neigung. Der Talboden ist häufig mit großen Blöcken bedeckt. Die Haarauer Seige und der Schreyer Bach werden durch Blockreihen mehrfach gestuft. Der oberste (950 m) Blockriegel des Schreyer Baches setzt sich in einer Versteilung des ostexponierten Talhanges fort. Im eigentlichen Sagwassertal sind der 4 m hohe Wall bei P 976 (der Waldweg benutzt ihn zur Überquerung des Tales der steinigen Seige) und die zahlreichen Wälle aus groben Granitblöcken bei P 1045 Hinweise für eine ehemalige Vergletscherung. Die höchsten Blockwälle liegen im Sagwassertal bei P 1157 und in 1145 m Höhe links des Baches, im Tal der Steinigen Seige in 1190 und 1180 m Höhe. Die Grusgrube in 980 m Höhe unterhalb des Großalmeyer Schlosses (1196 m), nahe der Kreuzung der Jägerstraße mit der Waldstraße (7047, r = 91 680, h = 20 200), zeigt kantige, über 1 m lange Granitblökke, die bis zu 2,5 m unterhalb der Oberfläche in den Grus eingepreßt wurden. Solifluidale Bewegungen zeichnen sich nur in den obersten 70 cm ab. Die Blöcke wurden durch den Druck eines auflagernden Hanggletschers oder Hangfirnes in den Grus gepreßt.

4. Das Reschwassertal

Wegen der mangelhaften Darstellung der Verhältnisse auf den bayerischen Positionsblättern 1 : 50 000 wurde selbst das Bärenriegelkar nach meinem Wissen bisher in der Fachliteratur nicht beachtet. Zwar zeigt die Karte von SEKYRA (1960) nordöstlich des Lusens ein Kar, aber da auf dieser Karte scheinbar nur die böhmischen Kare verzeichnet sind, vermute ich, daß damit das Kar an der Moldau-Quelle im Osthang des Schwarzberges (1314 m) gemeint ist. PUFFER (1926) erwähnt eine ‚karförmige Nische' bei der Wasserklause des Großen Schwarzbaches, „deren Verhältnisse zu untersuchen wären". Dagegen schloß nach der Meinung RATHSBURGs (1928, 149) die geringe Hangneigung der obersten Talmulden des Großen Schwarzbaches eine Gletscherbildung aus. Das Reschwasser entwässert das Gebiet zwischen Lusen (1373 m) — Moorkopf (1330 m) — Schwarzberg (1314 m) und dem Siebensteinfelsen (1263 m). Alle Quellbäche, der Kleine und der Große Schwarzbach sowie der Reschbach, nehmen in weiten Mulden zwischen 1280 m und 1150 m Höhe ihren Ursprung. Nach etwa 3 km langem, mehrfach gestuftem Lauf erreichen sie in 894 bzw. 850 m Höhe das breite Tal des Reschwassers. Der große Schwarzbach und der Reschbach besitzen jeweils in 1020 m Höhe eine Talweitung mit anschließender Gefällestufe.

Das Tal des Kleinen Schwarzbaches verläuft oberhalb von P 1155 fast genau von Norden nach Süden und hat entsprechend dem Sagwassertal asymmetrische Hänge. Die ostexponierten „Branntháng e" des Moorberges (1370 m) erreichen eine Neigung von über 20°, der Gegenhang mit einer W- bis SW-Exposition ist nur wenig über 12° geneigt. Die Stufen der obersten Talstecke bei 1250, 1220 und 1170 m werden durch über 3 m hohe Wälle gebildet. Hinter den Wällen folgt talaufwärts jeweils eine kleine vermoorte Erweiterung des Talbodens. An dem Weg zum Kirchlinger Stand liegen einige Aufschlüsse (7047, r = 91 495, h = 26 090; r = 91 420, h = 24 790). Sie sind durchweg 0,5 bis 2,4 m tief und zeigen alle die gleiche Abfolge: Unter einer dünnen Nadelstreu und einem hellbraunen Waldboden von etwa 25 cm Mächtigkeit folgt ein Gemenge von ungeregelten kantigen Granitblöcken verschiedener Größe (5 bis 40 cm lang), die in einer lehmigen Gruspackung lagern. Die kantigen Granitblöcke sind weder oberflächennah angereichert, noch hangparallel eingeregelt, sondern haben die für glazial überfahrenen Schutt typische unregelmäßige Einregelung der Längsachsen. Im Gebiet des Kleinen und Großen Schwarzbaches sind diese Verhältnisse kennzeichnend für die Bereiche über 1180 m Höhe. Es finden sich in einigen Aufschlüssen Anzeichen für glaziale Stauchungen, die Wanderschuttdecke fehlt immer. Bei P 1155 ändert der Kleine Schwarzbach seine Richtung um 90° und fließt nach Osten. Nach dem Durchfließen einer Kerbtalstrecke vereinigt er sich bei P 894 mit

dem Großen Schwarzbach. Ähnlich den „Branntthängen“ sind auch die Hänge der Schlucht mit großen, maximal 3 m langen, kantengerundeten Granitblöcken übersät. Oberhalb des Zusammenflusses mit dem Großen Schwarzbach quert eine Holzabfuhrstraße die Bäche und schneidet die Stirn eines zwischen dem Kleinen und Großen Schwarzbach liegenden Rückens (7047, r = 93 300, h = 23 860). Der Aufschluß zeigt ein Gemenge von großen Granit- und kantigen Gneisblöcken in lehmig-sandigem Feinmaterial. Auf Grund der Form des Rückens, seiner Lage nahe den später zu schildernden Blockmoränen des Großen Schwarzbachgletschers und seiner Zusammensetzung — im Gebiet des Kleinen Schwarzbaches steht kein Gneis an — ist der Rücken als Mittelmoräne zu deuten. Sie entstand zwischen den ehemaligen Gletschern des Großen und Kleinen Schwarzbaches.

Ein 3 m tiefer Aufschluß in 1230 m Höhe am Waldweg in der weiten Mulde des Großen Schwarzbaches nördlich des Kirchlinger Standes (7047, r = 91 495, h = 26 090) ähnelt den Aufschlüssen im obersten Tal des Kleinen Schwarzbaches. Unter einer 15 cm mächtigen, humusreichen schwarzen Bodendecke folgt ein mittelgrober Grussand, dessen Untergrenze durch den Aufschluß nicht erreicht wird. In dem Grus tritt kein Grobschutt auf und es fehlt der hangparallele periglaziale Verzug der obersten Schichten. Bei P 1227 der „Lichtenau“ liegt ein kleines Hochmoor. Hinter dem Moor wird dieses Tal durch eine Steilstufe abgeschlossen. Die Steilstufe verlängert sich in nördlicher Richtung am Südosthang des Moorkopfes bis in 1260 m Höhe. Gegenüber dieser Hangversteilung liegen in 1225 Meter Höhe zwei flache Wälle (7047, r = 91 350, h = 26 360). Sie ziehen sich parallel zur Steilstufe noch etwas den Hang hinauf und können weder durch eine spezielle lineare Erosion noch durch einen Bergsturz erklärt werden. Es handelt sich um Seitenmoränen eines kleinen Hanggletschers. Vom Zusammenfluß der drei Quelläste des Großen Schwarzbaches bei der Schwarzbach-Klause in 1104 m Höhe an ist der ostexponierte rechte Talhang mit großen kantigen und kantengerundeten Blöcken übersät. Der linke Talhang wird am „Lumpensteig“ zwischen 1120 und 1150 m Höhe durch die Mündung einer flachen Mulde unterbrochen (7047, r = 93 190, h = 25 980). Zwei kleine Wälle queren den Muldenboden in 1155 m Höhe, kurz darunter teilt sich die Mulde im Anschluß an eine kleine Verebnung in einen westlichen und einen südlichen Talzweig.

Das Große Schwarzbachtal wird im Bereich des „Bärenriegels“ durch ein Kar unterbrochen (Abb. 55). Der ostexponierte Talhang weicht um 300 m nach W zurück und versteilt sich in einer durch Felspartien unterbrochenen Wand bis auf 35°. In dem davorliegenden vermoorten Karboden akkumuliert der einmündende Große Schwarzbach einen Schwemmfächer. Die Karschwelle liegt in 1200 m Höhe und besteht aus anstehendem Granit, den eine dünne Decke von Moränenmaterial verschleiert. Das Kar ist nur im Gneisverbreitungsgebiet typisch ausgebildet. Talabwärts ist der ostexponierte Talhang im Granit nicht mehr durchgehend übersteilt. Ein oberer Steilhang zwischen 1150 und 1250 m und ein unterer übersteilter Hangteil zwischen 1050 und 1100 m gliedern den Talhang. Zwischen diesen Steilhängen von über 30° Neigung liegen großblockreiche (z. T. über 4 m lange Blöcke) Hänge mit etwa 17° Neigung. Ein kleines Nebenkar befindet sich östlich von P 1283 (7047, r = 92 960, h = 24 830). Die topographische Karte 1 : 25 000 beschreibt den Hang zu schematisch. Der Boden des Nebenkars liegt 1150 m hoch, davor liegen blockreiche Moränenwälle. Unterhalb P 1156 „Bei der Nase“ wiederholt sich diese Formengruppe in 1000 m Höhe. Das untere Nebenkar liegt zwischen dem oberen und dem unteren Steilhang.

Den Talboden des Großen Schwarzbaches queren zwischen dem Bärenriegel und dem Zusammenfluß mit dem Kleinen Schwarzbach einige großblockige Wälle, deren Wurzeln sich an den linken Talhang schmiegen. Auf Grund ihrer Form und Zusammensetzung aus kantengerundetem Gneis und Granitblöcken sind diese Wälle nur als Endmoränen zu deuten. Die obersten Moränenansätze liegen am Farrenberg in 1060 m Höhe. An der Grenze zwischen Jagen XX 2 und XX 3 wurzeln in 1030 m Höhe die größten Moränen (7047, r = 93 520, h = 24 740). Sie liegen bei P 960 mehr als 30 m hoch über dem Talboden. Die äußersten grobblockigen Moränen enden im Jagen XX 4 in 885 m Höhe.

Gleich der Moldau entspringt der Reschbach dem Moor des 1154 m hohen Sattels zwischen Schwarzberg (1314 m) und Postberg (1307 m). Bis zur Reschbach-Klause (1127 m) fließt der Reschbach durch das sogenannte „Muckenloch“. Am Abschluß dieses weiten flachen Beckens mit etwa 400 m Durchmesser beginnt ein 300 m langes Sohlental. Die Talhänge sind bis über 20° steil und haben einen kurzen konkaven Übergang zur Talsohle. Unterhalb der Talstufe geht das Sohlental in ein enges Kerbtal über, das insbesonders auf der rechten Talseite von blockreichen Moränen begleitet wird. Die Moränen beginnen um 1110 m und enden erst kurz vor der Verebnung bei der „Alten Klause“ in 1035 m Höhe. Das Kerbtal des Reschbaches zwischen der „Alten Klause“ (1020 m) und der Sägemühle bei P 900 ist wiederum durch eine Asymmetrie der Talhänge gekennzeichnet. Der ostexponierte Hang ist maximal bis über 20° steil. Besonders blockreich sind die Hänge oberhalb P 900. Parallel zur Schneise verlaufen zwei blockreiche Wälle aus 950 m Höhe (7047, r = 94 880, h = 23 700) schräg hangabwärts bis zur Sägemühle. Diese

Mühle steht auf dem unteren Ende des äußeren Walles. Die schräg zum Hang verlaufenden parallelen Wälle zeigen das typische Bild von Seitenmoränen und können nur durch einen Gletscher erzeugt worden sein. Unterhalb dieser Moränen bildet ein großer Schwemmkegel den Übergang des Reschbaches zum 40 m tieferen Schwarzbachtal.

Für die weiteren Untersuchungen im Reschwassertal war die Sand- und Schottergrube rechts des Reschwassers oberhalb der „Schustersäge" von ausschlaggebender Bedeutung (7047, r = 94150, h = 22325). Die Sandgrube liegt in 840 m Höhe und ist etwa 7 m tief in den untersten Talhang eingeschnitten (Abb. 3 und 6).

Profil des Moränenaufschlusses bei der Schustersäge

Mächtigkeit in cm	Beschreibung	Deutung
20	brauner Waldboden	
60	sandig-lehmiges Feinmaterial mit wenigen kantigen und kantengerundeten Graniten. Die Steine sind hangparallel eingeregelt	Solifluktionsdecke
200	beige Sande mit Schottern, dazwischen braune Lehmbänder	Gletscherrandbildung
150	bräunliche, lehmige Grundmasse mit Schottern und kantengerundeten Graniten	2. Grundmoräne
100	graue, lehmreiche Mischung von kantengerundeten Steinen (Granit und Gneis) und Schottern	1. Grundmoräne
30	rötlicher quarzreicher Sand mit Geröllen in einzelnen Schmitzen	1. Grundmoräne
150	gestauchter grauer Grus mit mehlig-tonigen Feldspäten	1. Grundmoräne

Der unterste Horizont ist gekennzeichnet durch ein Neben-, Über- und Ineinander von Grus, Sand, Lehm und blockreichem Material. Im nördlichen Aufschlußhang liegt ein über 1,5 m langer polierter Granitblock mit Gletscherschrammen. Beide Beobachtungen deuten auf einen ehemaligen mächtigen Gletscher im Bereich der Schustersäge. Die Gruspartien werden überlagert von einer grauen steinreichen Lehmpackung der unteren ersten Grundmoräne. Stellenweise ist diese wiederum in zwei Schuppen gegliedert, zwischen denen rötliche und hellbraune Sande lagern. Die auflagernde obere bräunliche Lehmpackung ist etwas sandiger. Diese zweite Grundmoräne unterscheidet sich nicht nur durch ihre Farbe, sondern auch durch eine vom Liegenden unabhängige Bewegungsstruktur. Zwischen den beiden Grundmoränen liegt kein Verwitterungshorizont. Der Aufschluß zeigt deutlicher als der von POSER und HÖVERMANN (1951, 86, Abb. 6) aus dem Odertal beschriebene die knetende und stauchende Wirkung des ehemaligen Gletschers. Allerdings sind die gestauchten Akkumulationsmassen nicht so bedeutend wie jene des ehemaligen Titiseegletschers im Joostal.

In der Grusgrube an der Gabelung von Reschbach- und Schwarzbachstraße ist eine Schmitze von lehmig-sandiger Grundmoräne bis 2,5 m tief in den Granitgrus eingepreßt (7047, r = 94100, h = 23370). Einen weiteren wichtigen Anhaltspunkt gibt der Aufschluß am Rand des Fahrweges zwischen der Reschbach-Sägemühle und Finsterau (7047, r = 94890, h = 23120). Der Weg verläuft unterhalb der Ederplatte über den großen bei P 925 endenden Talsporn. Im Hang des Wegeinschnittes treten kantengerundete, bis zu 70 cm lange Gneisblöcke über Granitgrus auf. Im anschließenden Hang zur Ederplatte steht nur Granit an. Die Gneisblöcke müssen aus dem Gebiet oberhalb der „Alten Klause" stammen. Da der Sporn 75 m über dem Tal liegt, können diese Blöcke nur durch einen ehemaligen Gletscher transportiert worden sein. Somit muß ein mindestens 80 m mächtiger Gletscher den hinteren Talgrund des Reschwassertales gefüllt haben. Dieser mächtige Reschbachgletscher verursachte auch die auffallende 20 m hohe Hangversteilung, die unterhalb des Finsterauer Weges den Hang südlich des Buchenberger Standes gliedert. Die Hangversteilung beginnt in einer Höhe von etwa 1050 m und liegt dort 100 m über der Talsohle des Großen Schwarzbaches. Im Gebiet der Ronigen Seige wird sie in 1000 m Höhe unterbrochen, tritt jedoch im Jagen XIX 5 („Kuhrück") in 975 m Höhe noch einmal auf. Im gegenüberliegenden Hang der „Kegelleite" zieht eine entsprechende Hangversteilung vom Nordhang des Hohen Filzberges aus etwa 1200 m Höhe steil herunter bis unterhalb des Hangspornes (980 m) im Jagen I 4 („Hirschkopf"). Auf Grund dieser geomorphologischen Befunde ergibt sich in der Höhe des Spornes P 925 eine maximale Gletschermächtigkeit von etwa 100 m.

Die rechten, ostexponierten Talhänge des Reschwassertales erreichen wesentlich größere Höhen als die gegenüberliegenden Talhänge. Sie haben außerhalb der Bäche eine relativ einheitliche Neigung von etwa 10°. Unterhalb von 900 m Höhe liegen bei der Schreienden Seige und beim Hinteren Stimmelbach Schwemmschuttfächer mit zum Teil sehr großen Blöcken (bis 1,2 m lang). Im oberen Einzugsgebiet der Bäche treten in Bachnähe Hangversteilungen auf: Am Hinteren Stimmelbach z. B. eine 25 m hohe halbrunde Steilstufe in 1050 m Höhe. Unterhalb der

Hauptstraße queren den Bach in 1000 m Höhe einige Wälle. Sie sind bis zu 2 m hoch und etwa 6 m breit. Da die Wälle sich zu Reihen anordnen, sind sie wohl als Moränen eines Hanggletschers zu deuten, der sich in der Großmulde oberhalb der Steilstufe sammelte. Der Aufschluß an der Waldstraße hinter der Brücke über den Mittleren Stimmelbach (970 m) zeigt ähnlich dem Aufschluß an der Tummelplatzstraße kantige Granitblöcke, die in einem glazial gestauchten Grus eingepreßt wurden. Die großen Blöcke haben eine Kantenlänge von etwa 80 cm. Zwei Blockwälle queren den Vorderen Stimmelbach in 815 und 820 m Höhe. Der Bach schneidet sich seitlich durch die 4 m hohen, aus lehmig-grusigem Feinmaterial und kantengerundeten großen Blökken bestehenden Wällen. Die Wälle verlängern eine Hangversteilung des Reschwassertales. Es handelt sich daher um Seitenmoränen eines Gletschers im Reschwassertal.

Der Talgrund des Reschwassers ist gekennzeichnet durch zahlreiche niedere Hügel, die den von REICHELT (1960, 104) aus dem glazial überformten Hotzenwald beschriebenen isolierten Buckelformen gleichen. Sie ähneln dem „Verrou" im Oberlauf der Thur in den Vogesen, dessen Luftbild auf S. 133 des „Atlas des formes du relief" (Hrg. CHOLLEY, 1956) abgebildet ist. Die Buckel links des Reschwassers bei P 337, P 825, P 817 und P 802 bestehen aus anstehendem, teilweise vergrustem Granit. Im Gegensatz dazu besteht der Hügel östlich der Schustersäge P 857 aus groben Granitblöcken in lehmreicher Pakkung mit wirrer Lagerung. In Anbetracht seiner Lage nahe dem Moränenaufschluß oberhalb der Schustersäge handelt es sich dabei wahrscheinlich um Moränenmaterial. Trotz des Materialunterschiedes besitzen alle Hügel eine ähnliche Rundbuckelform. Daher ist vermutlich für alle eine Überformung durch einen ehemaligen Gletscher anzunehmen.

Unterhalb der Schustersäge überwindet das Reschwasser eine kurze Steilstufe von 20 m Höhe. Über dem rezenten Bachbett liegt ein Schwemmkegel aus gerundeten, durchschnittlich 30 cm langen Granitblöcken. Erst nach dieser Stufe hat das Reschwassertal eine breite Schottersohle. Die Talhänge sind hier mit einer Blockstreu von großen gerundeten Granitblöcken bedeckt. Die Blöcke reichern sich besonders oberhalb P 783 an die bis auf 25 m verengte Talsohle. Ein Hochmoor verdeckt den Talboden. Die Talverengung steht in Zusammenhang mit der 600 m talaufwärts im unteren Vorderen Stimmelbachtal liegenden Seitenmoräne. Unterhalb P 738 verbreitert sich die Talsohle sofort wieder auf über 150 m. Eine 3—5 m hohe Schotterterrasse begleitet das Reschwasser am linken Talhang bis zum Mauther Steg. Westlich von P 802 befindet sich in der Terrasse eine Grusgrube (7147, r = 95 320, h = 18 590).

Profil der Grusgrube beim Mauther Steg

Mächtigkeit in cm	Beschreibung
20	brauner Waldboden
45	brauner Lehm mit zahlreichen gerundeten Schottern unterschiedlicher Länge (4 bis über 50 cm), stellenweise sortieren sich Schotter und Lehm in etwa 35 cm breiten Strukturböden
135	reiner Granitgrus. Bis 120 cm unterhalb der Oberkante des Aufschlusses treten im gestörten Grus große gerundete Granitblöcke auf.

Wie die Tiefe der Strukturböden anzeigt, beschränkt sich der intensive periglaziale Einfluß auf die oberste, 65 cm mächtige Schicht. Die darunter folgenden Grobschotter beweisen durch ihre unregelmäßige Einlagerung, daß sie durch einen auflagernden Gletscher in den Grus eingepreßt worden sind.

Die Oberflächenformen der näheren Umgebung geben dazu weitere Anhaltspunkte. Der Parallelbach zum Reschwasser, der östlich von P 812 entspringt und beim Wirtssteg mit einer kurzen Kerbe die 2 m hohe Terrasse durchschneidet, hat eine 100 m breite Talsohle. Bei einem etwas über 1 km langen Bach ist eine derartig breite Sohle nur durch außergewöhnliche Verhältnisse zu erklären. Außerdem beginnt am rechten Reschwasserhang eine Hangversteilung bei der Riedlseige. Sie geht unterhalb P 792 in den 10 m hohen Rücken über, der das unterste Steinbachtal absperrt (7147, r = 94 750, h = 19 600). Er besteht aus großen Granitblöcken. Es ist unklar, ob es sich um Akkumulationsmaterial oder um anstehendes Gestein handelt. Der Rücken setzt sich als Hangversteilung unterhalb von P 801 bis über die Kreuzung der Holzabfuhrbahn mit der Jägerstraße in zwei Wällen fort, die über dem Eingang (7147, r = 95 605, h = 17 470; r = 95 700, h = 17 420) zur Reschwasserschlucht liegen. Auf Grund des Zusammenhanges zwischen Hangversteilungen und Wall deute ich die Rücken und Wälle als Moränen. Der Terrassenaufschluß beim Mauther Steg liefert den geologischen Beweis für diesen morphologischen Befund. Diese Deutung gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit durch einen obersten, sehr flachen, blockreichen Wall im Jagen XXVII 4. Er liegt über dem Hangabfall, der parallel zu dem vorher erwähnten Rücken streicht. Der Wall beginnt in 860 m Höhe (7147, r = 94 245, h = 18 900) und zieht sich geradlinig zum Steinbach hin. Die gerundeten Granitblöcke des Flachwalles sind bis über 5 m lang und bilden stellenweise ein Blockmeer. Zum Steinbach hin nimmt die Blockdichte ab. Aus diesem Grunde kann der Wall keine Endmoräne eines ehemaligen Steinbachgletschers sein, sondern eine oberste Seitenmoräne des ehemaligen Resch-

wassergletschers. Auch dieser Wall hat eine Fortsetzung in Form einer Hangversteilung. Sie quert unterhalb P 831 die Jägerstraße und geht über in die steilsten Teile der „Sperrhänge". Bei der Biegung der Holzabfuhrbahn beginnen in der Verlängerung der Hangversteilung in 800 m zwei Wälle (7147, r = 95 405, h = 16 760). Sie verlaufen talparallel bis zur Straße Neuhütten—Glashütten (7147, r = 95 405, h = 16 320). Dort setzt wenig unterhalb der Straße am unteren Talhang ein 8 m hoher Wall an (7147, r = 95 440, h = 16 050). Er erhebt sich in 720 m Höhe 10 m hoch steil aus der Talsohle. Der zweite kleinere Wall endet 40 m talaufwärts in einem Sporn. Vor der untersten „Moräne" liegt ein Schotterfeld 1,5 m über dem heutigen Bachspiegel. Die kantengerundeten oder eckigen Blöcke des Walles bestehen nur aus Gneis, es fand sich kein Granitblock. Auch die Gneisgrusgrube an der oben erwähnten Kreuzung zwischen Straße und äußerem Wall zeigt weder fremde Gesteine noch Stauchungen. Allein die Abfolge der Oberflächenformen entspricht den Verhältnissen in ehemals vergletscherten Gebieten. Der petrographische Beweis ließ sich nicht erbringen. Nahe der Mauther Brücke (P 762), an der Kreuzung zwischen Jäger- und Reschwasserstraße (7147, r = 95 670, h = 17 600) liegen in einer 2,5 m mächtigen hellbraunen Lehmpakkung gerundete Granitblöcke von 1,2 m Länge. Auf Grund der Aufschlußbefunde ist daher mit einer ehemaligen Vergletscherung auf jeden Fall bis in eine Höhe von 760 m zu rechnen, wahrscheinlich endete die maximale Ausdehnung des ehemaligen Reschwassergletschers aber erst in 720 m Höhe.

Zusammenfassend ergibt sich im Reschwassertal folgende Abfolge:

1. Der maximale Gletscherstand reichte mindestens bis in 760 m Höhe, vielleicht sogar bis in 720 m Höhe. Ihm entspricht die oberste Seitenmoräne im Steinbachtal.
2. Für einen Gletscherhalt bei 783 m spricht die Blockstreu im Talbodenbereich, die Seitenmoräne im Vorderen Stimmelbachtal und der talabwärts folgende Ansatz einer Terrassenkante.
3. Die ausgeprägten Blockmoränen beginnen in ungefähr 900 m und enden in 1100 m Höhe.
4. Oberste Moränen liegen unterhalb der höchsten Gipfel in über 1180 m Höhe. Bezeichnend für dieses Gebiet ist das Fehlen der Wanderschuttdecke.

5. Das Tal des Teufels- und des Windischbaches

Der höchste Punkt des Einzugsgebietes des Teufelsbaches ist der Postberg mit 1307 m Höhe. Das Tal verläuft von NNW nach SSO, nach dem Gschwendesteig wendet es sich nach W zum Saußwassertal. Der Teufelsbach vereinigt sich nach einer 60 m hohen Talstufe bei der Waldmühle (P 769) mit dem Rothbach zum Saußwasser.

Bei der Waldmühle liegen auf dem Talboden gerundete, zum Teil über 2 m lange Granitblöcke. Dieselben Großblöcke begleiten den Teufelsbach bis P 831 und häufen sich zu einem fast 200 m langen geradlinigen Wall, der das linke Bachufer zwischen 795 und 775 m Höhe begleitet. Auf Grund der großen Blöcke deute ich diesen Wall als unterste Moräne des ehemaligen Teufelsbachgletschers. Oberhalb der Talstufe schnürt ein breiter Rücken in 865 m Höhe die Talung ein. Ihm entspricht ein langgezogener Wall an der Langmaisseige, der bis in 895 m Höhe zu verfolgen ist. Sein schräg hangabwärts gerichteter Verlauf spricht für die Deutung als Moräne. Unterhalb der Hammerklause in 900 m Höhe befindet sich „In den Reuten" ein Wall, dem ein wirres Schotter- und Blockfeld mit abflußlosen Depressionen in dem Gebiet zwischen Waldstraße und Teufelsbach gegenüberliegt. Im oberen Einzugsgebiet des Teufelsbaches fand sich auf der deutschen Seite außer der Nivationsnische über der Teufelsbachklause keine weiteren Anzeichen für glazial bedingte Formen. Im Gebiet des Alzenberges liegt ein einzelner Blockwall an der Schreienden Seige unterhalb einer Talstufe in 870 m Höhe. Der höchste Punkt der darüberfolgenden großen Mulde erreicht 1112 m.

Im Einzugsbereich des Windischbaches befindet sich im NW-Hang des Sulzberges (1130 m) bei Leopoldsreut eine hochgelegene Hangmulde. Am Ausgang dieser Mulde liegen unterhalb P 1022 zwischen 1000 und 980 m zwei Moränenwälle (7148, r = 03 700, h = 12 900). Der Windischbach besitzt einen vermoorten Talboden unterhalb von 825 m Höhe. An seinem unteren Ende liegt in 815 m Höhe eine niedere Blockstufe. Da die Blockstufe von Moor bedeckt ist, ist es fraglich, ob es sich dabei um eine unterste Moräne handelt.

6. Das Gebiet südlich des Dreisessel-Plecken-steins

Die untersten glazial bedingten Akkumulationsformen am Südhang des Bayerischen Plekkensteins (1363 m) runden die dargelegten Befunde ab. Der Gegenbach hat das tiefste, blockreiche, kuppige Moränenfeld mit einem anschließenden Schwemmschuttfächer (bei P 679 unterhalb von Lackenhäuser). Der Rücken beginnt beim bayerischen Zollhaus Lackenhäuser und löst sich südlich der 660-m-Isohypse in einzelne blockreiche kurze Rücken auf. Diese erreichen eine relative Höhe bis zu 8 Metern. Den Schimmelbach quert ein schotterreicher, asymmetrischer Wall unterhalb einer Steilstufe bei P 732. In der Weitung des Tales über dieser Strecke bei P 850 liegt ein zweiter Wall. Beide Wälle sind auf Grund ihres geschwungenen Grundrisses als Moränen zu deuten.

c) Der nivale Formenschatz, PRIEHÄUSSERs Firneisgrundschutt und Firnbodenschutt sowie die Frage der eiszeitlichen Schneegrenze

Das beste Beispiel für Nivationsnischen oder Firnmulden sind nach Lage und Form die beiden Nischen im obersten Talschluß des Steinbaches südlich des Tummelplatzes bei Mauth (7047, r = 92 540, h = 20 280). Sie haben eine südöstliche Exposition und ihr Boden liegt in einer Höhe von 1050 m. Der Hang der Nischen hat eine Neigung von über 20°, talabwärts legt sich vor die Nische ein flacher, im Grundriß sichelförmiger Wall. Die Firnmulde an den westlichen Mühlbuchethängen unterhalb P 1146 (7046, r = 45 03 900, h = 54 26 100) ist kennzeichnend für einen zweiten Nivationsnischentyp. Der Nischenhang erstreckt sich zwischen 1000 bis 1150 m Höhe und hat eine vorgelagerte 10° geneigte, mit Blöcken besäte Hangverflachung von etwa 500 m Breite. Den Übergang von Nivationsnische zum Kar zeigt der schon beschriebene Kessel des Brücklaubaches über der Kleinen Ohe. Die auskartierten Firnmulden haben alle einen Rückhang von über 13° Neigung und einen flacheren vorgelagerten Akkumulationsbereich. Meist fehlt den Firnmulden eine Entwässerung durch einen Bach, da im blockreichen Akkumulationsbereich die Wasserfäden sich häufig nicht vereinigen.

MATTHES führte im Jahre 1900 den Begriff „Nivation" ein. Nach seiner Ansicht bedingt ein Schneefeld

a) eine besonders intensive Frostverwitterung an der Schwarz-Weiß-Grenze und
b) transportiert das Schmelzwasser des tauenden Schneefeldes das anfallende Material ab.

Auf die Möglichkeiten solifluidalen Abtransportes des Verwitterungsmaterials wiesen POSER (1932, 33) und DEGE (1940 und 1941) hin. Der nivale Formenschatz beschränkt sich demnach im Erosionsbereich auf Nivationswannen, Gehängezirken, steilwandige Talschlüsse und Versteilungen infolge von Schneeleisten, im Akkumulationsbereich auf Firnmoränen bzw. im Übergang zu periglazialen Formen auf Fließzungen. Rein nivale Formen sind nach POSER (1932, 54/55 und 1954, 166) jedoch nur die Pflasterböden. Demgegenüber schreiben BOWMAN (1916) und de MARTONNE (1920/21) dem Schnee eine wesentlich größere morphologische Wirksamkeit zu. Eine ähnlich starke Überprägung der firnbedeckten Hänge nimmt PRIEHÄUSSER an[5]). Auf Grund seiner Beobachtungen in der Umgebung von Zwiesel unterscheidet PRIEHÄUSSER glaziale und periglaziale Ablagerungen sowie die Ablagerungen unter Firn und Firneis. Der Firneisgrundschutt ist eine „mechanische Bodenbildung ... die hervorgerufen ist durch Bewegung älterer Ablagerungen unter dem Druck einer hängigen Firneisdecke" (1937, 110). Unter dem Firn entsteht auf die gleiche Art der Firnbodenschutt. Über die Mächtigkeit der erforderlichen Firneis- bzw. Firndecke macht PRIEHÄUSSER keine Angaben. Je nach der Mächtigkeit der auflagernden Schnee- oder Eismassen entsteht ein Grundmoränen-, Firneisgrund- oder Firnbodenschutt. Analog dazu ändern sich die geomorphologischen Formen von Endmoränen zu schrägen oder waagerechten Hangstufen. Nur die Firndecke bildet keine spezifischen Formen. Der Firneisgrundschutt „junger Herkunft" überzieht nach PRIEHÄUSSER (1947, 11) „sämtliche Hänge der Hochlagen von etwa 850 bis 900 m aufwärts..." Auf den flachen und nur wenig geneigten Rücken und Kuppen ist er als Firnbodenschutt entwickelt. Beide Grundschuttarten sind mechanische Bodenbildungen: „Der Firneisgrundschutt ... zeigt im wesentlichen die gleichen Erscheinungen wie der Grundmoränenschutt" (1937, 110). Andererseits hat der Firnbodenschutt „im wesentlichen die gleiche Ausbildung wie der Firneisgrundschutt" (1937, 110). Die Verbreitung des jüngsten Firneisgrundschuttes stimmt mit der von mir kartierten Verbreitung der nivalen und glazialen Formen gut überein. PRIEHÄUSSER erkannte im Gegensatz zu RATHSBURG, daß es außerhalb der Blockmoränen noch Spuren glazialer Formung gibt und sah sich wahrscheinlich erst auf Grund des Fehlens ausgeprägter glazialer Akkumulationsformen veranlaßt, für diese Spuren neue Begriffe zu prägen.

Die glazial-morphologischen Untersuchungen über den Bayerischen Wald enthalten nur selten eine Angabe zur Frage der Schneegrenze. RATHSBURG (1932-35, 96, Anm.) vermeidet ein „Operieren mit dem theoretischen und noch keineswegs einheitlich definierten Begriff der ‚Schneegrenze'." Nach PRIEHÄUSSERs Ansicht (1938, 1954) gab die weitgehende Firnbedeckung während der Eiszeiten nur zur Bildung kurzer Firnzungen Anlaß. Diese hinterließen bei raschen Vorstößen am Zungenende Toteisbildungen. Eine Schneegrenze läßt sich daraus nach PRIEHÄUSSER nicht ableiten. In den älteren Untersuchungen der Kargletscher wurde die Schneegrenze nach unterschiedlichen Methoden bestimmt. A. PENCK (1884) errechnete aus der Interpolation zwischen Nordalpen und Skandinavischen Gebirgen eine würmeiszeitliche Schneegrenze in der Breite Eisenstein von ungefähr 1200 m. Durch eine entsprechende Interpolation zwischen Schwarzwald und Riesengebirge ermittelte MAYR (1910) eine Schneegrenze von 1000 bis 1100 m. Aus der Karbodenhöhe von 8 Karen im Böhmerwald schließt MACHATSCHEK (1927) auf eine würmeiszeit-

[5]) Ich referiere PRIEHÄUSSER im folgenden besonders nach den Aufsätzen von 1937 und 1951.

liche Schneegrenzhöhe von 1000 m bis 1150 m. BRUSCH (1949, 193) dagegen übernahm den von A. PENCK (1884) gefundenen Wert. Die im Text mit 1200 m Höhe angegebene eiszeitliche Schneegrenze des Bayerischen Waldes erhöhte BRUSCH in der Karte auf 1250 m. Diese Karte übernehmen BÜDEL (1949) und FRENZEL (1959 I). Demgegenüber wies K. H. KAISER (1963, 238, Anm. 6) auf die tiefe Lage der Karböden im Arbergebiet hin und veranschlagte die eiszeitliche Schneegrenze auf „wenig unter 1000 m". Die unterste unumstrittene Würmmoräne im Böhmerwald fand PARTSCH (1882) am Kleinen Arbersee in 830 m Höhe. Der höchste Punkt des Einzugsgebietes ist der Arber mit 1456 m Höhe. Schon das arithmetische Mittel dieser Werte ergibt für die maximale Ausdehnung der Gletscher einen Schneegrenzwert von höchstens 1150 m. Alle höheren Werte sind daher falsch.

Tabelle 2

Die eiszeitliche Schneegrenze im Bayerischen Wald

Autor	Höhe der Schneegrenze	Bemerkungen
A. PENCK 1884	1200	Interpolation Skandinavien-Alpen
BAYBERGER 1886	1000	‚Erfahrungswert'
MAYR 1910	1000—1100	Interpolation Schwarzwald/Riesengebirge
MACHATSCHEK 1927	1000—1150	Karbodenhöhe
KLEBELSBERG 1949	1100—1000	veranschlagte Schneehöhe, berücksichtigt PRIEHÄUSSER 1938
BRUSCH 1949	1200	n. PENCK 1884 In der Karte erhöht auf 1250 m
FRENZEL 1959 I	1250	n. BRUSCH
KAISER 1963	1000	Karbodenhöhe: Arbergebiet.

Zur Bestimmung der Schneegrenzhöhe an ehemaligen Gletschern sind nach DRYGALSKI und MACHATSCHEK (1942), v. KLEBELSBERG (1948 I) und LOUIS (1954) folgende Methoden anwendbar:

1. Nach der Gipfelmethode wird die Schneegrenzhöhe durch das arithmetische Mittel aus der Höhe des gerade noch vergletscherten Gipfels mit dem benachbarten, gerade nicht mehr vergletscherten Gipfel berechnet. Dieser Wert liegt nach DRYGALSKI und MACHATSCHEK (1942, 11) 100 m über der wirklichen Schneegrenze. Den Reduktionsfaktor 100 berücksichtigten im Harz auch POSER und HÖVERMANN (1951, 100).
2. Die Höfersche Methode: Die Schneegrenzhöhe wird bestimmt durch das arithmetische Mittel zwischen der mittleren Firnfeldumrahmung und dem Gletscherende. Diese Methode liefert insbesondere bei kleinen Gletschern gute Werte.
3. Die Berechnung der Schneegrenzhöhe auf Grund des Verhältnisses zwischen Nährgebiet und Zehrgebiet von 3 : 1. Da diese Verhältniszahl an Alpengletschern gewonnen wurde, setzt diese Methode entsprechende Gletschertypen voraus.
4. Die Schneegrenzbestimmung aus der Höhenlage der höchsten Seitenmoräne und
5. aus dem arithmetischen Mittel der Karbodenhöhen.

Für die Bestimmung der Schneegrenze des maximalen Gletscherstandes läßt sich nur die Gipfelmethode und die Höfersche Methode anwenden (vgl. Tabelle 3).

Die Werte liegen nahe zusammen. Der ehemalige Teufelsbachgletscher liefert sowohl bei der reduzierten Gipfelmethode wie nach der Höferschen Methode jeweils den oberen Extremwert. Den unteren Extremwert erreichen nach der Höferschen Methode die ehemaligen Gletscher im Sagwasser- und Windischbachtal. Das arithmetische Mittel der Karbodenhöhen, errechnet auf Grund der Zusammenstellung von PRIEHÄUSSER (1929) — einige Kare fügte ich noch hinzu (vgl. Tab. 1) —, ergibt einen Wert von 1040 m. Es ist somit für den Bayerischen und Böhmischen Wald mit einer eiszeitlichen Schneegrenze von etwa 1000 m zu rechnen. Dieser Wert paßt gut zu der Schneegrenzhöhe im südlichen Schwarzwald, der nach REICHELT (1960) knapp 950 m erreicht, und dem jüngst für das Riesengebirge von BRUNNER (1963) angegebenen Wert von 1100 m.

Die Gliederung der Moränen innerhalb des Maximalstadiums ist im Rachelgebiet und im Reschwassertal am besten zu erkennen. Als einheitliche Gruppe heben sich die Blockmoränen zwischen 900 m und 1050 m besonders hervor. Zwischen den äußersten Moränen und den Blockmoränen liegen die „Grüben" des ehemaligen Rachelgletschers und die Moränen im Gebiet der Schustersäge im Reschwassertal. Diese Moränengruppe wird als „Grübenmoränen" bezeichnet. Über den Blockmoränen bilden die kleinen Moränen in über 1150 m Höhe noch eine besondere Gruppe, die sogenannten Karmoränen. Mit Hilfe der Höferschen Methode lassen sich die Schneegrenzhöhen zu den Moränen oberhalb des Maximalstadiums berechnen (vgl. Tab. 4).

Die Berechnungen zeigen, daß zur Bildungszeit der verschiedenen Moränenstände die Schneegrenzhöhen Differenzen von maximal 50 m aufweisen. Die Schneegrenze der Karmoränen liegt dabei nur wenig über dem Wert, den PENCK (1884) für den Maximalstand der würmeiszeitlichen Schneegrenze interpolierte. Kurz

Tabelle 3

Die Schneegrenzhöhe des maximalen Gletscherstandes

(Alle Zahlenangaben in m)

	1.) Gipfelmethode			2.) Reduzierte Gipfelmethode Reduktionsfaktor 100	3.) Höfersche Methode			Arithm. Mittel (2. + 3.)
	Summe von benachbarten vergletscherten und unvergletscherten Bergen		Schneegrenze (arith. Mittel)	reduzierte Schneegrenze	Mittlere Firnfeldumrahmg.	Gletscherende	Schneegrenze	
Große Ohe	Eschenberg	1042						
	Steinkopf	1134						
		2176	1088	988	1314	745	1030	1009
Kleine Ohe	Waldhäuser Riegel	1151						
	Hirschkopf	935						
		2086	1043	943	1309	730	1015	979
Sagwasser	Hohlstein	1196						
	Steinberg	1011						
		2207	1104	1004	1210	750	975	990
Reschwasser	Farrenberg	1203						
	Finsterau	1010						
		2213	1107	1007	1236	760	1000	1004
Teufelsbach	Ebensteinberg	986						
	Siebensteinfelsen	1263						
		2249	1125	1025	1257	883	1020	1023
Windischbach	b. Philippsreuth	1029						
	Sulzberg	1146						
		2175	1090	990	1120	820	970	980
Pleckenstein	Habergrasberg	1234						
	Duschlberg	978						
		2212	1106	1006				
Schimmelbach					1330	730	1030	1018
Gegenbach					1363	687	1025	1016
Summe der Reihen:			7663	6963			8065	8019
Arithm. Mittel der Reihen:			1095	995			1008	1002

Tabelle 4

Schneegrenzhöhen der Moränen oberhalb der äußersten Moränen, berechnet auf Grund der Höferschen Methode (alle Zahlenangaben in m)

	Unterste Talmoränen		Grübenmoränen		Blockmoränen		Karmoränen	
	Höhe	Schneegrenze	Höhe	Schneegrenze	Höhe	Schneegrenze	Höhe	Schneegrenze
Große Ohe — Rachelgletscher	745	1030	785	1050	910	1128	1070	1261
Kleine Ohe — Schreyerbach	730	1015	780	1049	950	1150	1230	1296
Sagwasser	730	975	900	1090	990	1135	1160	1265
Reschwasser — Großer Schwarzbach	760	1000	830	1054	900	1100	1230	1285

zusammengefaßt ergeben sich für die verschiedenen Moränengruppen folgende Schneegrenzhöhen:

	Schneegrenze
Unterste Talmoränen	1000 m
Grübenmoränen	1050 m
Blockmoränen	1130 m
Karmoränen	1280 m

Eine relative Datierung der Moränengruppen ergibt sich auf Grund der folgenden Beobachtungen: Im obersten Tal des Großen und Kleinen Schwarzbaches fehlt über 1180 m die Wanderschuttdecke. Die letzte Depression der Periglazialgrenze fand während der Jüngeren Tundrenzeit statt. Da das periglaziale Klima innerhalb des Gebietes über den obersten Moränen

nur sporadisch Spuren hinterlassen hat, sind die Karmoränen durch kleine Hanggletscher während der Jüngeren Tundrenzeit entstanden.

Die Verhältnisse an der Großen Ohe erlauben die relative Zeitbestimmung des Hauptvorstoßes der Gletscher bis zu den untersten Talmoränen. Im Tal der Großen Ohe vertritt die Hügelkette südlich der Aufschlägersäge in 745 m Höhe als gletscherrandnahe Bildung die Moränen des Gletscherhöchststandes. Diese Hügel sitzen der Talaue unmittelbar auf. Bei P 743 (7046, r = 03380, h = 20000) sind die obersten 60 cm des entsprechenden Akkumulationskörpers aufgeschlossen. In lehmreichem, hellbraunem Feinmaterial lagern fluviatil gerundete, gebleichte Gneisschotter. Schon 2 km unterhalb von P 743, bei Riedlhütte, nähert sich diese Akkumulationsterrasse der Talaue. Somit ist sie sehr wahrscheinlich als glazial bedingte obere Niederterrasse zu deuten. Die untersten gletscherrandnahen Bildungen besitzen daher wahrscheinlich ein würmeiszeitliches Alter. Für ein würmeiszeitliches Alter des Gletscherhöchststandes spricht auch das Verhältnis zwischen den periglazialen und glazialen Formen. Die intensive periglaziale Hangabtragung durch Dellen und Muldentälchen tritt, wie die periglazial-morphologische Kartierung der Blätter Finsterau und Freyung der topographischen Karte 1 : 25000 ergab, im ehemals vergletscherten Bereich zurück. Diese Kriterien erlauben es, die verschiedenen Moränenstände als Stadien der letzten Eiszeit anzusprechen. Die Anzahl der Gletscherstadien im Ilzgebiet entspricht scheinbar den Ergebnissen der entsprechenden Untersuchungen von ERB (1948) im Südschwarzwald.

Die abschließende Analyse der Schneegrenzdepression soll einen Anhaltswert für das würmeiszeitliche Klima während des Maximalstadiums geben. Die hypothetische gegenwärtige Schneegrenze veranschlagt HERMES (1955) auf 2400 m, BRUSCH (1949) dagegen auf 2300 m. Eine Überprüfung dieser Werte erlaubt die schon von POSER und HÖVERMANN (1951, 101) vorgenommene Interpolation zwischen der heutigen Schneegrenze am Snehaetta und in den nördlichen Ostalpen. Sie ergibt einen Wert von 2350 m. Die heutige Waldgrenze ist am Arber in etwa 1450 m Höhe, am Rachel ebenfalls nahe des Gipfels (1440 m) nahezu erreicht. Bei einem ähnlichen Abstand zwischen der Waldgrenze und der Schneegrenze wie am Nordrand der Ostalpen (2500 m und 1600 m = 900 m) ergibt sich für die rezente Schneegrenze ebenfalls eine Höhe von etwa 2350 m. Der Schneegrenzwert von HERMES liegt demnach etwas zu hoch, zumal VITASEK (1958) für die rezente Schneegrenze in der Hohen Tatra 2400 m errechnete. Die maximale würmeiszeitliche Schneegrenzdepression beträgt somit für den Bayerischen Wald etwas über 1300 m. Die Werte der Schneegrenzdepression erreichen im Harz, Böhmerwald und Schwarzwald ungefähr den gleichen Wert. Der Übergang zwischen der ozeanisch geprägten würmeiszeitlichen Vergletscherung und der kontinental geprägten Vergletscherung kann daher nicht, wie MÜGGE (1950) annahm, zwischen Schwarzwald und Böhmerwald liegen.

Der Wandel des Klimas während der Würmeiszeit (BÜDEL 1960) prägt sich nach den von BECKSMANN (1935) angeführten Kriterien auch im Bayerischen Wald aus. Nur vor den untersten Talmoränen liegen größere Schotterfluren, während die fluviatilen Akkumulationen vor den Blockmoränen klein sind. Hierin scheint sich der Wandel innerhalb einer Eiszeit vom stark ozeanisch geprägten Hochglazial zum mehr kontinentalen Spätglazial auszudrücken.

d) Die periglaziale Abtragung und Formung und ihr Einfluß auf die Hänge

Die Erkenntnis des periglazial bedingten Formungsstiles war eng verknüpft mit der Diskussion des Alters der periglazialen Ablagerungen. Im Gegensatz zu GÖTZINGER (1907) betonte PASSARGE (1912) das nicht rezente Alter der Wanderschuttdecken. Durch eingeschlossene kaltzeitliche Fossilien (PASSARGE 1914, 205) und auf Grund der hangenden postglazialen Moore (BÜDEL 1937; DINES u. a. 1940, 222) wurden die Wanderschuttdecken in die letzte Eiszeit datiert. Ein weiterer Beweis für das kaltzeitliche Alter der Wanderschuttdecken ist nach BÜDEL (1937) die ungestörte Entwicklung von Podsolböden über Wanderschuttdecken.

Die periglaziale Abtragung und Formung vollzieht sich in enger Anlehnung an das Relief. Die Strukturböden, die Leitform des periglazialen Klimas, beschränken sich auf Verflachungen mit einer Neigung von weniger als 3°. Außer dem schon erwähnten 60 cm tiefen Strukturboden beim Mauther Steg im Reschbachtal in 775 m Höhe, liegt ein weiterer, wesentlich größerer Strukturboden nahe den höchsten Lößvorkommen des Vorlandes (STADLER 1926) in den Quarzrestschottern des Forchenhügels (432 m) südlich der Tongrube beim Bahnhof Außernzell (7245, r = 90240, h = 98790). Der Taschenboden hat eine Tiefe von 160 cm bei einer Breite von 110 cm. Vertikal eingeregelte Quarzschotter umrahmen den lehmig-tonigen Kern. Der Aufbau der obersten 70 cm ist komplizierter, da einerseits der 30 cm mächtige podsolierte braune Waldboden, andererseits ein zweiter 70 cm tiefer Strukturboden sich durchdringen. Der zweite eingelagerte Strukturboden ist weniger regelhaft ausgeformt und hat einen Durchmesser von etwa 40 cm.

Im Gegensatz zu den auf Verebnungen episodisch auftretenden Strukturböden haben die

periglazialen Vorgänge auf den Hängen eine große allgemeine Bedeutung. Ein Beweis für die intensive eiszeitliche Abtragung ist die verminderte Mächtigkeit von Grus unter Wanderschuttdecken im Bereich von Dellen, Muldentälchen und Hängen mit einer Neigung von über 10°. Die Wanderschuttdecke nimmt im allgemeinen bei einem konvex-konkaven Hangprofil von oben nach unten zu. Bei einer Hangneigung von etwa 10° im konvexen Hangteil ist die Wanderschuttdecke ungefähr 60-80 cm mächtig, während sie am Hangfuß, bei Neigungen von 1-4 rasch auf 2 m anschwellen kann. Nach NEEF (1953 und 1955) vollzieht sich entsprechend dieser Abfolge ein Wechsel von intensiver Hangabtragung im konvexen Hangteil zu vorwiegender Akkumulation im konkaven Hangteil. Der solifluidal bewegte Hangschutt wird, wie LUNDQUIST (1949) und POSER und HÖVERMANN (1951) nachwiesen, gesetzmäßig eingeregelt. Die Längsachsen streichen in der Richtung des Hanggefälles. Der vorwiegend scherbige Schutt erleidet auf dem Transport eine leichte Zurundung der Kanten (POSER und HÖVERMANN 1952).

Auf Hängen mit einer Neigung von weniger als 10° und besonders bei tiefgründigen Verwitterungsdecken bildet eine Zone des Hakenschlagens den Übergang von der liegenden Verwitterungsdecke in die hangende Wanderschuttdecke (Abb. 4). PRIEHÄUSSER (1955) hält das Hakenschlagen generell für einen eindeutigen Beweis für eine ehemalige Firneisgrundschuttdecke. Er vertritt die Theorie der Durchtränkungsfließerde, der Solifluktion, im Sinne von ANDERSSON (1906). Die periglaziale Fließerde ist demnach (PRIEHÄUSSER 1951, 84) ein „Erdbrei, der sich in dünnen Lagen abwärts bewegte". Die Durchtränkungsfließerde vermag daher nach PRIEHÄUSSER keinen bewegenden Einfluß auf das Liegende auszuüben. Das Hakenschlagen kann nur unter dem Druck einer Firneisdecke entstehen. Kommt das Hakenschlagen unter Fließerde vor, so schließt PRIEHÄUSSER (1955, 101) auf eine Abtragung der Firneisgrundschuttdecke, die zwischen der Formung der Zone des Hakenschlagens und der Fließerdeauflagerung vor sich gegangen sein muß. Der enge kausale Zusammenhang zwischen der hangenden Schicht und der hangparallel verschleppten Zone wurde im Gegensatz zu PRIEHÄUSSER bisher stets betont. Solange die lehmige Wanderschuttdecke als Blockmoräne gedeutet wurde (z. B. CHELIUS o. J.), war das Hakenschlagen ein Anzeichen für die glaziale Überformung des Untergrundes. GÖTZINGER (1912, 223) betont nachdrücklich die rezente Bildung des Hakenschlagens durch den Vorgang des ‚Kriechens', während seit der Deutung der Wanderschuttdekke als Bewegungszone der Hangabtragung unter periglazialen Bedingungen ein vorzeitliches Alter des Hakenschlagens angenommen wird (PASSARGE 1914, 208/9; HÖGBOM 1914, 347; SALOMON 1917, 39; MARTIN 1925, 231). Nach allgemeiner Ansicht soll die Wanderschuttdecke durch ihre korradierende Kraft die Verwitterungsdecke verschleppen (z. B. TROLL 1947, 141). DEGE (1939-44, 327), MASUCH (1953/1954, 235 bis 241) und POSER und MÜLLER (1951, 12) lehnen dies ab. HÖVERMANN (1953, 23) deutet die Schleppungszone als erster nicht als passive Widerlager, sondern als aktive Solifluktionszone, die nur bei extremen Auftautiefen bewegt wurde. Die Mächtigkeit der oberen Bewegungszone entspricht nach dieser Deutung etwa der normalen sommerlichen Auftautiefe. Wie die Abbildungen bei HÖVERMANN (1953, 22, Fig. 1) und MASUCH (1953/54, 238, Fig. 2, 3, 4) zeigen, ist die Grenzfläche zwischen Schleppungszone und Wanderschuttdecke unregelmäßig und leicht gewellt. Oft liegen an der Grenze einzelne größere Gesteinsscherben, deren Längsachsen steiler geneigt sind als die oberflächen-parallel eingeregelten Steine der Wanderschuttdecke. Die Tendenz der Steine, sich um ihre Querachse zu drehen, beweist zwar eine schwache, hobelnde Wirkung der hangenden Schichten, doch der Einfluß der Korrasion beschränkt sich auf eine Schicht von einigen Zentimetern, während das Hakenschlagen eine Schicht von mehreren Dezimetern betrifft. Dies spricht für die Deutung von HÖVERMANN.

Eine andere Form des Hakenschlagens ist in der Granitgrusgrube westlich von P 932,3 zwischen Finsterau und Finsterauer Brenntreuten (7047, r = 96,560, h = 23 170) (Abb. 5) zu beobachten[6]). Die Sandgrube liegt in einem 8° geneigten, südexponierten Hang. Unter einer 80 cm mächtigen, lehmigen, steinarmen Wanderschuttdecke folgt im Granitgrus eine 150 cm mächtige Zone des Hakenschlagens. Während beim solifluidal bedingten Hakenschlagen die Übergangszone in die hangparallele Richtung 30—40 cm mächtig ist, erreicht die entsprechende Schicht im Finsterauer Aufschluß eine Mächtigkeit von über 140 cm. Dieser Unterschied ist weder mit den gegenwärtig formenden Kräften zu erklären, da jeweils ein ungestörter Waldboden die Vorkommen überlagert, noch ist er die Folge einer für solifluidale Bewegungen besonders günstigen Struktur der Verwitterungsdecke. Es liegt nahe, auf Grund der würmeiszeitlichen Schneegrenze von etwa 1000 m beim Finsterauer Aufschluß eine Überformung des Untergrundes durch einen Hanggletscher zu vermuten. Die verschiedene Mächtigkeit der Umbiegungszone in die oberflächenparellele Schleppung ist dann das Ergebnis unterschiedlicher Kräfte. Die Boden- und

[6]) Bild 6 von BRUNNER (1963) zeigt beim Koppenplan an der Schneekoppe im Riesengebirge die gleichen Verhältnisse wie bei Finsterau.

Wasserverhältnisse bei der periglazialen Wanderschuttbewegung ergeben nur eine geringe Druckkomponente gegenüber der mehrfach größeren hangabwärts gerichteten Bewegungskomponente. Der Druck der auflagernden Firn- oder Eismassen spielt andererseits bei dem Finsterauer Typ bei einer relativ langsamen Abwärtsbewegung eine größere Rolle. Die unterschiedliche Konstellation der Komponenten bedingt die beschriebenen Mächtigkeitsunterschiede in der Zone des Hakenschlagens. Kennzeichnend für das Hakenschlagen im Sinne PRIEHÄUSSERs ist somit eine Umbiegungszone von über einem Meter Mächtigkeit. Bei geringerer Mächtigkeit ist das Hakenschlagen eine Folge der periglazialen Denudation des Hanges.

Die größten Mächtigkeiten erreicht die im allgemeinen 40-70 cm mächtige Wanderschuttdecke im 2° bis 5° geneigten Flachhangbereich am Fuß von längeren Streckhängen und im Boden der Dellen und Großmulden. Die Schuttzungen innerhalb der die Großmulden gliedernden Dellen und Muldentälchen erreichen im Gneisgebiet Mächtigkeiten bis zu 2—3 m und haben oft eine so ausgeprägte Form, daß die 5-m-Isohypsen der topographischen Karte 1 : 25 000 diese Kleinformen der Akkumulation lagerichtig darstellen (z. B. 7247, r = 94 200, h = 99 200). Die Schuttzungen zeigen im ganzen Arbeitsgebiet nirgends die Ausmaße der von POSER (1932/33, 164/69) im Meißner Gebiet kartierten Formen. In den langgestreckten Hängen im Gneisgebiet (z. B. die SW-Hänge des Gsenget-Stein [951 m] nordwestlich von Kirchdorf im Wald) finden sich an zahlreichen Stellen Solifluktionsterrassen. Nach der Auffassung von RICHTER (1963 b) sind derartige Bildungen noch als Goletzterrassen zu bezeichnen. Gegenüber den typischen Goletzterrassen mit ihrer Breitenausdehnung von Zehner von Metern erreichen diese Formen jedoch nur eine Breite von mehreren Metern. Offenbar fehlt den Solifluktionsterrassen im Gegensatz zu den Goletzterrassen die intensive Frostverwitterung und Zurückverlegung des rückwärtigen Hanges durch Schneeleisten. Es ist deshalb nicht sinnvoll, beide Erscheinungen mit einem Namen zu belegen.

Die allgemeine periglaziale Denudation der Hänge erreicht in den Dellen und Muldentälchen höhere Beträge als in den benachbarten Hängen mit ähnlichen Neigungsverhältnissen. Das beweist die Verbreitung der Grussande, der überwiegend präpleistozänen Verwitterungsdecke des Granits. Der Grus tritt im Bayerischen Wald und im Riesengebirge (DUMANOWSKI 1961) oder im Harz (SCHICK 1956) hauptsächlich im Bereich der flachen Hangfüße mit Neigungen zwischen 0° und 5° auf. An Hängen mit Neigungen bis zu 10° dünnt die Verwitterungsdecke rasch aus. Entsprechend den Beobachtungen von H. RICHTER (1955/56, 562) fehlt der Grus häufig unter Hangdellen. Während eine Wanderschuttdecke mit ungefähr gleicher Mächtigkeit einförmig alle Hänge des Arbeitsgebietes mit Neigungen von weniger als etwa 33° unterhalb von etwa 1150 m Höhe überzieht, zeichnet sich in der Verbreitung der Dellen und Muldentälchen der würmeiszeitlich vergletscherte Bereich zwischen etwa 850 m und 1150 m Höhe ab. Dieses Mischgebiet glazialer Formungstendenzen hat eine ähnliche Formenvergesellschaftung wie es die Karten von FEZER (1953) und HÖVERMANN (1953) für die entsprechenden Bereiche im Harz und im Nord-Schwarzwald zeigen. Im Mittelgebirge wurde zwar nie ein derartiger Formengegensatz zwischen dem ehemals vergletscherten und ehemals unvergletscherten Gebiet festgestellt wie ihn GRIPP (1924) im Vergleich zwischen den Jung- und Altmoränengebieten Norddeutschlands herausstellte, zweifellos ist jedoch ein Unterschied in der Intensität der glazialen Überformung im Vergleich zwischen vergletscherten und unvergletscherten Bereichen auch im Mittelgebirge zu bemerken.

Der Streuungsbereich der Hangneigungen ist im Ilzgebiet in periglazial wie in glazial überformten Gebieten etwa gleich groß. Im Granitgebiet liegt im Flachhangbereich mit Böschungswinkeln von 2° bis 5° unter steiler geneigten Hängen eine mehr als einen Meter mächtige periglaziale Wanderschuttdecke über einer Grusdecke. Die gleichbleibende Mächtigkeit der Wanderschuttdecke spricht für ein Gleichgewicht zwischen Akkumulation und Denudation. Eine Wanderschuttdecke von 70—100 cm Mächtigkeit bedeckt im allgemeinen Hänge mit Böschungswinkeln von etwa 6° bis 15° Neidung. Die Bestimmung der relativen periglazialen Abtragung ist in diesem Hangwinkelbereich sehr schwierig, da der Wanderschutt auf diesen Hängen die unterschiedlichsten Verwitterungsdecken überzieht (vgl. Aufschlußprofile 1, 2, 3 und 6). Einerseits setzt unter langen Hängen mit Böschungswinkeln von über 15° der konkave Übergang in den Flachhang schon mit 10° Neigung ein, andererseits vermochte an den 10° geneigten Hängen im überwiegend vergrusten Granit des Hohenauer Berges die periglaziale Denudation — wie die scherbenlose Wanderschuttdecke beweist — nur Teile der Granitgrusdecke abzutragen. Bei flachen Hängen dominiert das typische konvex-konkave Hangprofil. Wie das Fehlen oder Ausdünnen von Grus am konvexen Hangprofil zeigt, vollzieht sich dort die stärkste Abtragung. Diese Hänge werden somit nicht parallel zu sich selbst zurückverlegt, sondern der Hangwinkel wird geringer, während der Hangfuß relativ stabil am Ort festliegt, wird überwiegend der oberste Hangteil zurückverlegt.

Den Steilhängen mit Neigungen von über 16° ist bei dünner werdender Schuttdecke das gehäufte Auftreten von großen Blöcken gemein-

sam. Die Steilhänge lassen sich auf Grund der Art des Materialtransportes untergliedern in Steilhänge im engeren Sinne mit 16° bis 25° Neigung, Haldenhänge mit etwa 25° bis 33° Neigung und Schutthalden und Felshänge mit über 33° Neigung. Die Steilhänge treten im Ilzgebiet außerhalb der Schluchten und engen Kerbtäler häufig am Gebirgsrand zum Vorland und im Gebiet um Rachel, Lusen und Dreisessel auf. Unterhalb der Steilhänge im Gneisgebiet liegt — im Gegensatz zu den Hängen aus Granit — meist ein ungefähr 8° geneigter konkaver Hangfuß mit einer scherbenreichen Wanderschuttdecke. Die Cordieritgneise bei Spiegelau zeigen solche, den periglazialen Schichtstufenprofilen ähnliche Hangverhältnisse. Die Steilhänge im Granit zeichnen sich nicht nur durch das Fehlen eines ausgeprägten Hangfußes, sondern auch durch ihre Blockstreu aus. Sehr deutlich zeigt dies der Südhang des 1341 m hohen Steinfleckberges (7047, r = 91 800, h = 24 600). Im obersten Steilhang liegen unterhalb von P 1341 bei der Jagdhütte zwei Blockmeere, die beide eine rinnenförmige, hangabwärts führende Fortsetzung haben. Der Hang unter den Blockmeeren ist mit einer dichten Blockstreu bedeckt. Zwischen den Fichten gibt es zahlreiche vegetationslose Flächen, Ansätze zu neuen Blockmeeren. Fast alle Blöcke sind in Richtung des Hanggefälles eingeregelt. Im Gegensatz zu den Steilhängen im Gneisgebiet finden sich im Granit nur selten Wasserrinnen oder Schuttquellen. Die Drainage vollzieht sich weitgehend unter der hohlraumreichen, oberflächlichen Blockanreicherung. Kennzeichnend für alle Steilhänge ist das gehäufte Auftreten von Verwitterungsspuren. Im Granit tritt dabei, wie das 5. Aufschlußprofil zeigt, die Wollsackzone der Grusverwitterung nahe an die Oberfläche. Im ehemals vergletscherten Gebiet sind diese runden Blöcke allerdings häufig durch die Frostsprengung in kantige Stücke zerschlagen. Diese typische „periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung" nach LOZINSKI (1911) findet sich vorwiegend im Gneis.

Haldenhänge, Schutthalden und Felswände treten vergesellschaftet häufig im Gebiet intensivster glazialer und fluviatiler Erosion auf: in den Nivationsnischen und Karen und in den Hängen der Schluchten. Diesen Hängen mit Böschungswinkeln von meist um 30° ist gemeinsam, daß die Hangdenudation die Gesteinsaufbereitung bei weitem übertrifft. Die Hangwinkel resultieren daher aus der Intensität der Verwitterung. Das beweist nicht nur die Expositionsbedingtheit der Kare, sondern auch das Vorkommen von expositionsbedingten, asymmetrischen Hängen im ehemals vergletscherten Gebiet. Das beste Beispiel dafür sind die Hänge des Sagwassertales. Durch Gletscher unterschiedlicher Mächtigkeit war an allen Hängen rasche Abfuhr des Verwitterungsmaterials möglich. Während die südost- und ostexponierten Hänge Neigungen von 25° bis 30° erreichen, haben die gegenüberliegenden Hänge Böschungswinkel von weniger als 20°. Diese primäre Asymmetrie im Sinne von POSER und MÜLLER (1917) spiegelt die expositionsbedingten Unterschiede der Frostverwitterung wider. Der tägliche Temperatursprung nach Sonnenaufgang bewirkte an den ostexponierten Hängen eine starke Frostverwitterung, während die langsame Erwärmung der gegenüberliegenden Hänge nur eine mäßige Frostverwitterung verursachte. Der Gegensatz zwischen den Nord- und Südhängen ist im ehemals vergletscherten Bereich scheinbar nicht so bedeutend wie derjenige zwischen Ost- und Westhängen. Nach SPREITZER (1960) sind die Nordhänge wahrscheinlich durch Schneeflecken, d. h. durch eine stärkere Frostverwitterung, steil gehalten worden, während die Südhänge eine stärkere Abtragung durch Solifluktion erfuhren. Im Ilzgebiet sind im ehemals gletscherbedeckten Bereich nordexponierte Hänge selten, daher basiert meine Aussage nur auf wenigen Beispielen. Trotzdem läßt sich erkennen, daß die glaziale Überformung auch an sogenannten ‚reifen Formen' nicht so unbedeutend war, wie es etwa SITTIG (1933) annahm. Allerdings entstanden meist keine spezifisch glazial bedingten Formen, vielmehr wurden durch die verstärkte Frostverwitterung und Abfuhr des Verwitterungsmaterials die Hänge versteilt oder zumindest steil gehalten.

Der Aufschluß 7 (Abb. 1) zeigt ein Vorkommen von Grus ohne Solifluktionsdecke bei Saldenburg. Im Bereich des Saldenburger Kristallgranits wiederholen sich derartige Verhältnisse häufiger. Ähnliche Beobachtungen beschrieb PIPPAN (1956, 339) aus dem gleichartigen Weinsberger Granit im Mühlviertel. Charakteristisch für die Vorkommen im Saldenburger Gebiet sind eine intensive Vergrusung und das Zurücktreten von lehmigem Verwitterungsmaterial. Das stellenweise Fehlen der periglazialen Wanderschuttdecke ist, wie das 20 cm mächtige Bodenprofil im Aufschluß 7 zeigt, keine Folge der besonders intensiven jetztzeitlichen Hangabtragung. Auf Grund der lockeren hohlraumreichen Struktur sind die grobkörnigen Grussande extrem frostunempfindlich. Sie verhalten sich ähnlich wie die von BOUT u. a. (1955, 488) beschriebenen isländischen Tuffe. Diese Vorkommen sind somit ein Hinweis für die von BESKOW (1930) und neuerdings von SCHENCK (1955) betonte Bedeutung des Wassers für Frostbodenbewegungen und die von MORTENSEN (1963, 286) erörterte morphologische Härte des Granitgruses.

Charakteristisch für das Saldenburger Granitgebiet sind die zahlreichen Restberge und Kuppen mit Hangwinkeln bis zu 22° (z. B. Diebstein südlich Loh). In diesem Gebiet sind die Mulden-

täler und muldenförmigen Talschlüsse wie KELLERSOHN (1952, 18) generell für das Kristallin hervorhebt, „relativ klein und unausgeglichen". Im benachbarten mittel- und feinkörnigen Hauzenberger Granit dagegen tritt eine scherbenschuttreiche Wanderschuttdecke auf und im Grund der Großmulden sind Solifluktionszungen häufig zu finden. Nach diesen Beobachtungen ergibt sich für die steilen Hänge des Saldenburger Gebietes eine relativ geringe periglaziale Überformung. Die tiefgründig verwitterten Granite wurden somit nicht wie TRICART und CAILLEUX (1961, 248) beschreiben, besonders leicht unter periglazialen Bedingungen abgetragen, sondern die poröse Grusdecke war so frostresistent, daß im Extremfall die nach DERRUAU (1958, 173) für das Mittelmeergebiet typischen steilen Granithänge erhalten blieben.

Die grobblockreichen Hänge, auf deren besondere Bedeutung NEEF (1953, 168) hinwies, haben ähnliche Böschungswinkel wie die Hänge der Restberge im Saldenburger Gebiet. Der Lusen (1373 m) ist das extreme Beispiel für diese Verhältnisse. Kantige und kantengerundete Granitblöcke bedecken die Kuppe fast völlig. Anstehender feinkörniger Granit tritt nur nördlich des Gipfelkreuzes in hangabwärtsverlaufenden Rippen von 2 m Höhe aus der umgebenden Blockmasse heraus (7047, r = 90720, h = 23540). Die Rippen bestehen aus übereinanderlagernden, 1,5 m breiten und bis zu 5 m langen kantengerundeten Granitplatten. Das baumlose Gipfelblockmeer beginnt abrupt in 1320—1350 m Höhe. Seine morphologischen Verhältnisse wurden bereits von LOZINSKI (1911, 642) beschrieben. Die Decke kantiger Blöcke wurde von ihm als Folge der periglazialen Verwitterung gedeutet. Auch SCHOTT (1931, 45) erwähnt das Lusenblockmeer und weist auf die Abspülung des Feinmaterials hin. PRIEHÄUSSER (1961) unterscheidet mehrere Entstehungsphasen des Lusenblockmeeres: Nach der Abtragung des prädiluvialen Zersatzes setzt die mechanische Verwitterung ein und formt die kantigen Blöcke. Aus Mangel an Feinmaterial liegen diese fest und es kann nach der letzten Eiszeit kein Baum mehr Fuß fassen. PRIEHÄUSSER folgt mit der Unterscheidung zwischen Zeiten mit vorherrschender Verwitterung und Zeiten überwiegender Abtragung indirekt den Anregungen MORTENSENs (1932) und kommt zu ähnlichen Ergebnissen wie LIEHL (1934) und HÖVERMANN (1949). Nordwestlich des Gipfelkreuzes finden sich im obersten etwa 5° geneigten Hang Girlandenbögen aus fingergroßen Granitscherben. Sie haben einen Durchmesser von knapp einem Meter. Nach HÖGBÖM (1914, 335/6) sind derartige Kleinformen typisch für vegetationslose, feinerdereiche flache Hänge, doch nach den Messungen von RUDBERG (1962) tritt auch im feinerdefreien Schutt eine Weiterbildung derartiger Kleinformen auf. Diese Kleinform der periglazialen Abtragungen ist in den blockreichen Steilhängen des Lusens nicht mehr zu finden. Die Abtragung an diesen gestreckten Steilhängen beschränkte sich seit der Abfuhr des Feinmaterials auf das Ausspülen des neu entstehenden Verwitterungsfeinmaterials. Die Grobschutthänge und besonders das Gipfelblockmeer des Lusens haben daher die Tendenz, sich bei gleichbleibendem Böschungswinkel parallel zu sich selbst zurückzuverlegen.

Für das gesamte Ilzgebiet ist für längere Hänge mit einem Böschungswinkel von über 17° Neigung das gestreckte Hangprofil typisch. Kennzeichnend für diese Steilhänge ist die gleichförmige Mächtigkeit von Wanderschuttdecke über einer dünnen Verwitterungsdecke. Die aus den Mittelgebirgen häufig beschriebenen konkavkonvexen Hänge haben überwiegend Böschungswinkel von weniger als 13°. Die eiszeitliche Hangabtragung vollzog sich dabei vielfach noch innerhalb der präpleistozänen Verwitterungsdecke bzw. innerhalb einer intensiven Frostverwitterungszone. Der Übergang zu den Streckhängen ist verbunden mit einer verstärkten Frostverwitterung der konvexen Hangteile. Unter periglazialen Klimabedingungen ergibt sich für die Hänge über 17° ein Überwiegen der Hangdenudation im Verhältnis zur Verwitterung (insbesondere beim Granit). Sobald Verwitterungs- und Wanderschuttdecke am ganzen Hang etwa die gleiche Mächtigkeit erreicht haben, verändert sich die Hangform bei gleichbleibenden Bedingungen nicht mehr.

Das unumstrittene Ergebnis „jetztzeitlicher" Überformung sind das 50—60 cm mächtige Bodenprofil und die Ackerterrassen. Es handelt sich bei den Böden überwiegend um Braunerden, in dem grobkristallinen Saldenburger Granit auch häufig um Ranker (vgl. Bodenkundliche Übersichtskarte von Bayern 1:500000, 1961). Außer in den Talsohlen vollziehen sich rezente Überformungen besonders in den Quellnischen. Größere Quellnischen liegen vorwiegend im Gneisgebiet und in größerer Höhe (z. B. unterhalb des Finsterauer Weges beim Lusen in 1180 m Höhe: 7047, r = 90950, h = 22900). Sie haben dort oft einen Durchmesser von über 20 m und sind zum Teil über 7 m tief in den Hang eingesenkt. Bei ihrer Formung ist wahrscheinlich die Wirkung der temporären Schneeeinlagerung als fördernder Faktor zu beachten. Von wesentlich größerer Bedeutung ist die ab- und ausspülende Wirkung des Wassers im vergrusten Granit. In vergrusten Granitgebieten sind nach einem Starkregen in jedem flachen Feldweg unter Hängen mit einer Neigung von über 5° die Fahrrinnen mit Grussand verfüllt. In dem wenig unter 20° geneigten steilen Talhang der Ilz bei Hangalzesberg wurde in einem fest hangparallel verlaufenden Hohlweg nach einem Hagelwetter im vergrusten Gneis eine frische Kerbe von stel-

lenweise über 80 cm Tiefe eingetieft. Naturgemäß ist eine derartige Erosion unter einer schützenden Vegetationsdecke selten, jedoch verdeutlicht diese Beobachtung die Tendenz jetztzeitlicher Umformung. Eine extreme Form der Ausspülung im obersten Tal der Kleinen Ohe wurde bereits beschrieben. Die Schlucht ist heute ein Trockental, der Bach fließt unterirdisch in den Granitklüften. Rezente Hangrutschungen vollziehen sich häufiger an Haldenhängen wie am Prallhang des Saußwassers (7147, r = 94600, h = 09380) oder bei Ackerterrassen an Talhängen (7346, r = 09460, h = 92150). Außerhalb des direkten Einflußbereiches der Gewässerlinien treten jetztzeitlichen Formen nur punktweise auf. Die Hänge besitzen im allgemeinen eine zu geringe Hangneigung für die Überarbeitung durch die formenden Kräfte des gemäßigten humiden Klimas. Erst an Steilhängen über 20° deutet die geringe Entwicklung des Bodenprofils und das Auftreten von Schuttanhäufungen an der hangaufwärts gerichteten Seite von größeren Bäumen (vgl. MORTENSEN 1964) auf eine intensivere Hangdenudation hin.

III. DIE TÄLER

a) Das Gewässernetz des Ilzgebietes

SELLNER (1906, 587) gliedert im Böhmerwald die Flüsse nach ihrem Verhältnis zum Gebirgsstreichen in drei Typen:

1. Längstalflüsse (Moldau, Regen)
2. Quertalflüsse (Flanitz, Ilz)
3. Quertalflüsse durch die seitlichen Vorlagen (Widdabach, Wottawa).

Der Quertalfluß Ilz besitzt auf Grund der Wasserscheiden zur Großen Ohe/Erlaubach, zum Regen, zur Wottawa, zur Moldau, zur Großen Mühl und zur Erlau ein pilzförmiges Einzugsgebiet. Oberhalb des Zusammenflusses von Ilz, Wolfsteiner Ohe und Osterbach bei Fürsteneck verbreitert sich das Einzugsgebiet der Ilz von etwa 8 km bis auf 39 km im Gebiet des Pfahls. Die größte Länge hat das Einzugsgebiet in der Linie Moldauquelle—Passau mit rund 44 km Luftlinie. Innerhalb dieses pilzförmigen Grundrisses verläuft die Hauptentwässerungslinie westlich der Symmetrieachse. Der Talzug Ilz—Große Ohe zeichnet sich nicht allein durch die größere Wasserführung vor der Wolfsteiner Ohe aus, sondern vor allem durch seinen gestreckten Lauf. Die Große Ohe behält die NNW-SSO-Richtung selbst im Bereich der saigeren Pfahlschichten bei, während alle größeren linken Zuflüsse im Gebiet des Pfahles eine vorübergehende Ablenkung nach Westen erfahren. Der einzige bedeutende rechte Nebenfluß der Ilz-Große Ohe ist die Mitternacher Ohe.

Der Einfluß der Struktur auf das Gewässernetz beschränkt sich nach HETTNER (1913, 153) nicht auf das von SELLNER (1906) beschriebene Verhältnis zwischen der Richtung der Täler und der Richtung des Gebirges, sondern äußert sich auch in dem Verhältnis der Täler zum Streichen und Fallen der Schichten und zu den tektonischen Linien und Kluftrichtungen. Die Abhängigkeit des Gewässernetzes von den Längs- und Querklüften des Granits ist im Saldenburger und Hauzenberger Granitpluton gut zu beobachten. Ein Vergleich der Kluftlinienrichtungen nach der „Tektonischen Karte des Passauer Waldes" im Maßstab 1:75000 von H. CLOOS u. a. (1927) mit dem Gewässernetz zeigt besonders für die kleinen Nebentäler im Saldenburger Gebiet eine gute Übereinstimmung von Tal- und Kluftrichtung. Hier wiederholen sich dieselben Verhältnisse, wie sie H. CLOOS (1925) bzw. FREBOLD (1932/33) aus den Granitgebieten des Riesengebirges und des Brockens beschrieben haben. Die saigeren Schichten der Pfahlgesteine bedingen die Parallelität von Tal- und Schichtstreichen bei der Kleinen Ohe nordöstlich von Grafenau und im Gebiet von Grainet. Im allgemeinen beschränkt sich dieser Einfluß auf eine Talstrecke von wenigen hundert Metern, dann setzen die Täler ihre frühere Richtung fort. Der Brucker Bach südlich von Kirchdorf im Wald (7045) schneidet im Gegensatz zur Kleinen Ohe die Pfahlschichten zwischen P 602 und der Straße Abtschlag—Kirchdorf unter einem Winkel von 10°, ohne daß die Laufrichtung beeinflußt wird. Die mangelnde Anpassung der Gewässerrichtung an das Streichen der saigeren Schichten ist in diesem Falle wahrscheinlich die Folge der mächtigen Verwitterungsdecke. Der Brucker Bach fließt nur 20 m unterhalb einer Altfläche und damit wohl gerade an der Untergrenze des spättertiären Verwitterungsmantels. Solange die Eintiefung sich nicht im anstehenden Gestein vollzog, war es dem Gewässer, wie KREBS (1937) betonte, auch nicht möglich, die Struktur des Untergrundes „abzuzeichnen". Die häufig auftretenden Täler mit nordsüd- bis nordnordwestsüdsüdöstlicher Richtung vertreten nach v. STAFF (1910) und FISCHER (1939) im ganzen Bayerischen Wald eine Talgeneration mit obermiozänem bzw. alttertiärem Alter. Nur die Ilz behauptet sich gegen die „subsequenten" Täler von Regen und Mühl/Michelbach. N-S verlaufende Täler treten im Ilzgebiet einerseits im Vorland

um Röhrnbach und an der Wolfsteiner Ohe, andererseits im Gebiet der Mitternacher Ohe und jenseits des Pfahls im Resch- und Saußwassergebiet auf. Es zeigt sich, daß die strukturbedingten Züge des Gewässernetzes im Ilzgebiet nur eine untergeordnete Rolle spielen. Entsprechend den Beobachtungen von PANZER (1923) und PILLEWIZER (1938) treten sie nur in Gebieten saigerer Schichten und Klüfte häufiger auf und äußern sich vorwiegend nur im Verlauf der kleinen Nebentäler. Von der Struktur nur wenig modifiziert liegen nördlich und südlich des Pfahls kleine Becken mit konvergierendem Gewässernetz, wie z. B. das Einzugsgebiet der Mitternacher Ohe, das Gebiet um Schönbrunn oder die Umgebung von Sonndorf.

Hinweise auf Flußanzapfungen sind selten. Die tertiären Sande und Schotter von Außernbrünst liegen auf der Wasserscheide zwischen Erlau und Osterbach, die sich hier bis auf zwei Kilometer nähern. Unterhalb von Außernbrünst wendet sich die Erlau nach einer Biegung um 90° nach SSO der Donau zu, während der Osterbach seine Richtung beibehält und in die Ilz mündet. Wahrscheinlich fand die Erlau érst im Zusammenhang mit der rückschreitenden Akkumulation der tertiären Sedimente einen eigenen Abfluß zur Donau. Das Flußknie zeichnet dann eine ehemalige Divergenz der Gewässerlinien nach. Eine junge Flußanzapfung verlegte nördlich des Bahnhofs Klingenbrunn die Wasserscheide zwischen Flanitz/Regen und Schwarzach/Große Ohe. Auf der Wasserscheide liegen unverwitterte Schotter in honiggelbem Zwischenmittel (7046, r = 98250, h = 24300). Der Übergang dieser Schotter in die Niederterrasse der Schwarzach bei der ‚Lindau' beweist, daß sich die Anzapfung erst während der letzten Eiszeit vollzogen hat (vgl. v. STAFF 1910). Die T-förmige Anlage der Täler von Osterbach und Tiefaubach/Großer Michelbach bei Altreichenau (7248/49) und Sanzinger-/Pillinger Bach und Haselbach bei Pilling (7346) geht vermutlich ebenfalls auf Anzapfungen zurück. Die Anzapfung des Stempbaches durch die Ilz läßt sich auf Grund der Quarzschotter in der Talwasserscheide zwischen Satzbach und Stempbach bei Kamping beweisen.

Die mäandrierenden Talstrecken treten gegenüber den überwiegend gestreckten Tälern nur vereinzelt auf. Die Talmäander der Ilz bei Lembach und Hals liegen jeweils vor einer strukturbedingten Talverengung und sind daher im Sinne von MAULL (1957, 165) wohl Anzeichen für eine ‚verzögerte Tiefenerosion'. Ähnlich verhalten sich die rezenten Flußmäander. Im Bereich des Schönberger Talknotens mäandrieren die Flüsse in der Flachgefällestrecke zwischen dem Akkumulationsbereich am Fuß der Schluchten und dem Eintritt in das Ilzengtal bei Eberhardsreuth.

b) Das Längsprofil der Ilztäler

HEIM (1879) beobachtete erstmals die enge Verbindung zwischen Talstufen und Terrassen. Die Lage der Talstufen wird durch Unterschiede in der Lagerung und der morphologischen Wertigkeit der Gesteine modifiziert, aber wie LÖWL schon 1882 darlegte, nicht bestimmt. Zwischen Härtestufen im Sinne von GERBER (1956) und Haltstufen der Erosion besteht kein prinzipieller Widerspruch. Alle Talstufen wirken als Erosionshaltstufen. Soweit diese Stufen nicht die Folge von Bruchtektonik sind, sind sie nach LÖWL (1882) bzw. PHILIPPSON (1924 II, 2., 136) durch eine „Wiederbelebung der Tiefenerosion" entstanden oder im Sinne von W. PENCK (1925) Erosionshaltstufen einer Piedmonttreppenentwicklung. Die gestuften Längsprofile der Täler des Ilzgebietes haben mit der idealen „Erosionsterminanten" im Sinne PHILIPPSONs (1924 II, 2., 129) nur den gleichsinnigen Verlauf gemeinsam. Der von A. PENCK (1889, 94) geprägte Begriff der ‚Normalgefällekurve' soll auch bei zeitweiligen Gleichgewichtslagen von Flüssen über lokalen Erosionsbasen erreicht werden (A. PENCK, 1894 I, 320). Da jedoch für jedes Längsprofil bei hinreichend kurzfristiger Betrachtung ein Gleichgewicht der Kräfte besteht, hat der Ausdruck Normalgefälle nur wenig Aussagekraft. De MARTONNE (1926 b, II, 552) bzw. JOVANOVIC (1940) sprechen von einem „profil d'équilibre" im Sinne der PHILIPPSONschen Erosionsterminanten. Nach der Übersetzung von BAULIG (1956 b, 37) ist der Begriff des „profil d'équilibre" jedoch synonym mit dem von MORTENSEN (1942) geprägten Begriff des Ausgleichsgefälles, d. h. das Gefälle erhält je nach dem Verhältnis zwischen Kraft und Last seine typische Form und Neigung. Dieser Begriff ist daher bei genetischer Betrachtung vorzuziehen.

Die Längsprofile aller Flüsse und Bäche im Einzugsgebiet der Ilz lassen sich dank der topographischen Karten 1:25000 mit Isohypsen im Abstand von 5 m verhältnismäßig genau darstellen. Alle Flüsse haben unregelmäßig zusammengesetzte gleichsinnige Längsprofile. Die zahlreichen Stufen im Längsprofil der Täler ordnen sich nicht zu einem einfachen Schema. Ein Vergleich zwischen der Gaissa/Große Ohe und der Erlau/Saußbach zeigt die unterschiedliche Form des Ausgleichsgefälles der kleinen Nebenflüsse der Donau. Das Einzugsgebiet beider Flüsse ist etwa gleich groß. Während die Gaissa nach einer kurzen Steilstrecke von 4‰ bei Hörmannsberg bis jenseits von Eging nur ein Gefälle von 2 bis 2,5‰ hat, mündet die Erlau nach einer Steilstrecke von durchschnittlich 9‰ in die Donau. Erstmals nahe von Außernbrünst besitzt die Erlau im Mittellauf eine Flachstrecke von 3‰ Gefälle. Dieser Unterschied ist nicht tektonisch, sondern strukturell bedingt. Die

Gaissa fließt bis Jederschwing bei Eging im Gesteinsstreichen, die Erlau von der Mündung bis Außernbrünst quer dazu. Außerdem folgt die Gaissa einem „Urtal" (WURM 1938), d. h. einer durch obermiozäne/unterpliozäne Tone und Schotter verschütteten älteren Talung. Daher konnte die Gaissa mit ihrem ganzen Unterlauf den Niveauänderungen der Donau folgen, während die Erlau nur im Mündungsbereich von den jüngeren Niveauveränderungen beeinflußt wurde. Hier wiederholt sich im Kleinen der Gegensatz zwischen Regen und Ilz.

Entsprechend der Flußgröße hat die Ilz trotz des Quertalcharakters einen nur um 1,7 ‰ geneigten, ziemlich regelmäßigen Unterlauf. Erst oberhalb des Zusammenflusses von Ilz / Großer Ohe und Wolfsteiner Ohe liegen die ersten Flußgefällsstrecken mit etwa 8 ‰ Neigung. Die Wolfsteiner Ohe ist zunächst begünstigt. Sie benutzt wahrscheinlich eine alte N-S verlaufende Schwächezone und hat daher zwischen Marchetsreut und Ringelai einen etwa 2,5 ‰ geneigten flachen Talboden. Die Ilz durchquert dagegen die Randzone des Saldenburger Plutons mit mehreren Flußschnellen (bis 15 ‰ Gefälle) und erreicht erst kurz unterhalb des Zusammenflusses von Großer Ohe und Mitternacher Ohe ein Gefälle von 2,5 ‰. Jenseits dieser Flachstrecken folgen bei beiden Flüssen ausgeprägte Steilstrecken mit bis zu 45 ‰ Gefälle (maximal 105 ‰: Große Ohe unterhalb Spiegelau[7]). Bei der Mitternacher Ohe, die sich mehr dem Schichtstreichen anpaßt, erreichen die Steilstrecken nur 23 ‰. Jenseits dieser Steilstrecken sind alle Talstrecken steiler geneigt als 5 ‰. In den obersten Talabschnitten drängen sich zahlreiche Talstufen. Im Gebiet glazialer Überformung besitzt der Rachelbach Stufen mit Neigungen bis zu 240 ‰ (Abb. 7).

Aus den Beobachtungen an den Längsprofilen der Flüsse des Ilzgebietes lassen sich zwei Regeln ableiten:

1. Unterhalb der Mündung zweier Flüsse tritt eine Verflachung des Längsprofils ein, oberhalb der Mündung eine Versteilung.
2. Alle bedeutenden Stufen der Flüsse mit einem Gefälle von über 25 ‰ sind durch die Gesteinsstruktur begünstigt.

Die erste Regel trifft selbst für Reschbach und Saußbach zu. Sie vereinigen sich westlich von Freyung in einer Klammstrecke, der „Buchberger Leite", zur Wolfsteiner Ohe. Oberhalb der Mündung hat der Reschbach Stromschnellen bis zu 85 ‰, der Saußbach bis über 35 ‰ Gefälle. In der Talstrecke unterhalb der Mündung verringert sich das Gefälle der Schlucht auf 22 ‰. Nach einem Kilometer erreicht das Flußgefälle oberhalb des Karbidwerkes wieder 55 ‰. Diese Regelhaftigkeit kann so gedeutet werden, daß entsprechend den Ausführungen von BIROT (1961, 2) bei der Mündung der Flüsse die Transportkraft überproportional gegenüber der Geschiebemenge anwächst.

Begünstigende Strukturen für die Ausbildung überdurchschnittlich steiler Talstufen sind entweder saiger stehende oder steil einfallende harte Schichten oder grobblockiger Verwitterungsschutt im Bach- oder Flußbett. Ersteres gilt für die den Pfahlbereich querenden Flüsse und Bäche (Große Ohe, Kleine Ohe, Reschbach, Osterbach) und für die harten Gneise bei Spiegelau. Die Talstufen des Erlau-/Saußbaches und des Saußbach/Teufelswassers werden durch im Bachbett liegende, über 2 m lange Granitblöcke festgelegt. Auch an den kleinen Bächen des Saldenburger Gebietes ist dies zu beobachten.

Die Stufen des Oster-, Erlau-/Saußbaches und des Teufelsbaches zeigen ein gleichmäßig flach durchhängendes konkaves Profil. Das Gefälle des Osterbaches verringert sich von 100 ‰ rasch auf 25 ‰ und gleitet aus mit 6 ‰. Ein anderes Verhalten zeigt die Große Ohe. Mehrfach wechseln kleine Talstufen mit etwa 5—10 m Höhe mit kurzen Flachstrecken. Die oberste Talstufe mit 105 ‰ Gefälle endet in einer Talstrecke mit 27 ‰ Gefälle. Es folgt eine 10 m hohe Kleinstufe bei der Hirschtalmühle. Die nächste Steilgefällestrecke mit 45 ‰ Neigung wird nach der Karte durch vier Kleinstufen von etwa 5 m Höhe unterbrochen. Die Schluchtstrecke mündet mit Gefällen von 17,5 ‰ bis 7,5 ‰ und schließlich von 3 ‰ unterhalb von Schönberg. Ähnliche Kleinstufen sind nur bei großen Bächen und einem Gefälle von über 22 ‰ zu finden. Am Ende der Steilgefällsstrecken der Großen Ohe, Kleinen Ohe und der Wolfsteiner Ohe folgt jeweils ein zerschnittener Schwemmschuttfächer. Dieser geht jeweils talabwärts in die Niederterrassenschotter über und hat somit ein würmeiszeitliches Alter. Talaufwärts ist über dem heutigen Bachbett eine Fels- bzw. Schotterterrasse zu verfolgen, die auf den Kopf des Schwemmschuttfächers mündet. Diese Terrasse nähert sich jeweils den Kanten der Kleinstufen. Im Bereich zwischen den Kleinstufen treten Terrassenhöhen bis über 10 m auf.

Der Unterschied im Längsprofil der Steilstrecken zwischen dem Osterbach (Abb. 12) und und der Ilz/Großen Ohe (Abb. 9) ist derselbe wie zwischen der untersten Felsterrasse und dem heutigen Bachbett der Großen Ohe. Daraus folgt, daß der Osterbach, dank seiner geringeren Wasserführung das kaltzeitlich angelegte periglazialfluviatile Bachbett trotz der rezenten humidfluviatilen Formung weitgehend bewahrte. Die jetztzeitliche Abtragung zeichnet sich in den Schluchtstrecken durch eine selektive rückschreitende Erosion aus. Es entstehen Kleinstu-

[7]) Vergleiche die Abbildungen 8 bis 12.

fen, d. h. kurze Talstrecken mit etwa 20 ‰ Gefälle und bis 5 m oder maximal 10 m hohen Stufen, die sich häufig an harte Gesteinsblöcke anlehnen. Alle Schwemmfächer am Fuße der Schluchtstrecken sind zerschnitten. Wenig unterhalb hat der Fluß die Tendenz zu akkumulieren.

Kleingestufte und gestreckte Tallängsprofile wiederholen sich im verkleinerten Maßstab und weniger extrem ausgeprägt selbst an den Nebenbächen. Der unter periglazialen Bedingungen verhältnismäßig stark verwitternde Cordieritgneis überlastete z. B. den Krebsenbach bei Palmberg (7046, r = 99 500, h = 19 200) so stark, daß erst im Mündungsbereich in die Große Ohe das kleinststufenlose gestreckte Ausgleichsprofil endet. Im Gegensatz dazu zeichnet der Gemeindegrenzbach bei Preying (7246, r = 02 490, h = 03 650), der im Gebiet des gegenüber der periglazialen Verwitterung sehr widerstandsfähigen Saldenburger Granits sein Einzugsgebiet hat, in seinem gestuften Ausgleichsprofil alle Terrassen der Ilz nach.

Der mehrfach wiederholte Wechsel von Kaltzeiten mit verstärkter Schuttzufuhr und Akkumulation und Zeiten verstärkter Erosion und Kleinstufenbildung ergab in den Talbereichen mit dauernder Tiefenerosion eine rasche Rückverlegung der Talstufen. Die gleiche Tendenz zeigt WEIDENBACH (1952) im Vergleich zwischen zwei Tälern mit einer unterschiedlich starken periglazialen Schuttzufuhr. Im Prinzip entspricht dies auch den von SCHAEFER (1950, 111) betonten Unterschieden zwischen schuttüberlasteten fluvio-glazialen Rinnen und den rein periglazialen Rinnen. Nach den Beobachtungen von TRICART (1957) an subtropischen Flüssen tritt auch beim Übergang vom semiariden zum tropisch-humiden Klima ein ähnlicher Formungswechsel ein. MORTENSEN (1942) und v. WISSMANN (1951, 16) leiten diese Tendenz aus grundsätzlichen Erwägungen ab. Beim Wechsel von Zeiten überwiegender Schuttzufuhr und Zeiten überwiegender Tiefenerosion ändert sich nicht nur das Gefälle der Flüsse und Bäche. Der Formungswandel spiegelt sich besonders deutlich an den Talstufen. Bei starker Schuttzufuhr und abwärts schreitender Erosion im Sinne von SANDBERG (1943) erhalten sich nur Großstufen im Tallängsprofil, bei starker rückschreitender Erosion wird das Tallängsprofil in zahlreiche durch Klein- und Großstufen getrennte Flachgefällestrecken geteilt.

c) Talprofile im Ilzgebiet und die Terrassen

Für das Ilzgebiet findet sich nur bei BALK (1927, 31) eine Notiz über zwei Vorkommen von „möglicherweise" diluvialen Schottern an der Ilz nahe Kalteneck. Die geologischen Kartierungen der Umgebung von Vilshofen (KRAUS 1916) und von Passau (STADLER 1926) ergaben für die Frage der Donauterrassen erste Anhaltspunkte. STADLER unterscheidet vier pliozäne und drei quartäre Terrassen, KRAUS dagegen kartiert nur eine pliozäne Terrasse in 350—342 m Höhe. Die ungedruckte Dissertation von HIRSCH (1940) [8]) ergab für die Terrassenfrage keine weiterführenden Gesichtspunkte. BSTEH (1940) übernimmt die Terrassengliederung STADLERs. Nach meinen Beobachtungen am linken Donauufer zwischen Passau und Gaishofen sowie wenigen Vergleichsbeobachtungen bei Windorf bestätigt sich die STADLERsche Terrassengliederung. Da die Donauterrassen nur ein randliches Problem für meine Untersuchungen bilden, beschränkte ich mich auf die morphologische Beobachtung.

Das für die pliozänen Terrassen kennzeichnende Überwiegen von Quarzschottern ist in allen Terrassenakkumulationen zwischen 485 m und etwa 350 m Höhe zu beobachten. Die Quarzschotter mit geringen Granit- und Aplitbeimengungen sind in den pliozänen Terrassen wohl zum überwiegenden Teil umgelagerte „Quarzrestschotter" [9]). Die Auflagerungsfläche der ursprünglichen Quarzrestschotter liegt in Jägerreuth in 393 m Höhe, beim Bahnhof Außernzell in 420 m Höhe. Die Terrassenablagerungen unterhalb von 340 m Höhe sind gekennzeichnet durch einen von oben nach unten rasch zunehmenden Kalkgehalt. Die Grenze zwischen Pleistozän und Pliozän liegt nach KRAUS (1916) und STADLER (1926) zwischen der 325—330 m hoch liegenden Deckenschotterterrasse und der nach STADLER in 346—340 m Höhe auftretenden Maierhofterrasse. Beide Autoren unterscheiden drei pleistozäne Terrassen, STADLER dazuhin vier pliozäne Terrassen. Auf Grund der STADLERschen Kartierungen kann man folgende Terrassen unterscheiden (vgl. Abb. 14—18 a, 22):

Absolute Höhenlage der Terrassenoberkante bei Passau (m)	Bezeichnung der Terrasse in Anlehnung an STADLER (1926)
480—500	untere Gebirgsfußfläche
420—450	Burgholzterrasse
390—400	Rittsteigterrasse
365	Spitzbergterrasse
340	Maierhofterrasse
325	Deckenschotterterrasse
310	Hochterrasse
300	Niederterrasse
294	Flußaue

[8]) Die Arbeit war im Leihverkehr nicht zu erhalten. Briefliche Mitteilung des Verfassers vom 27. 1. 1964: „Die von STADLER kartierten eiszeitlichen Terrassen im Donautal halte ich für Geländeabsätze, die durch landwirtschaftlich Nutzung entstanden sind, abgesehen von den breiten unteren Terrassen, deren Datierung mir aber auch nicht möglich war."

[9]) Die Frage der obersten plio/miozänen Ablagerungen der oberen Süßwassermolasse wird im folgenden Kapitel behandelt.

In der morphogenetischen Karte sind die Terrassen und Hangleisten nur so weit ausgeschieden, als es der Maßstab 1 : 100 000 erlaubt. Bereiche, in denen der Abstand von Terrassenkante zu Terrassenkante weniger als 40 m beträgt, konnten daher in der Karte nicht berücksichtigt werden. Außerdem zeigt die morphogenetische Karte nur die „Formengruppen der Erosion" im Sinne von BEHRMANN (1932). Sie gibt nur solange Auskunft über das geologische Alter der Terrassen, wie die Terrasse eine eigene Formengruppe bildet. Entsprechend den rezenten Erosionsvorgängen vollzog sich die Entwicklung des Reliefs stets gleichzeitig in verschiedenen Formengemeinschaften. Während die Niederterrassen der Donau eine eigene Formengruppe bildeten und damit auf der Karte ausgesondert werden, modifizierte die Niederterrassenschotter vor den Talmoränen nur wesentlich ältere Reliefstadien und werden daher in der Farbe der betreffenden Rumpffläche dargestellt.

Die Donauterrassen setzen sich im Ilztal fort. Um den Terrassenverlauf möglichst genau zu verfolgen, zeichnete ich für alle Flüsse des Ilzgebietes in etwa 1,5 km Abstand Querprofile. Dabei bestätigten sich nachträglich meine Geländekartierungen (Abb. 25). Das Verhalten der Terrassen beim Übergang vom Vorland in das Gebiet der Hauptrumpfflächen versuche ich am Beispiel des Ilztales zwischen Fürsteneck und Spiegelau darzustellen. Für die Umgebung von Schönberg ist kennzeichnend ein weiter Talausraum zwischen 500 u. 550 m Höhe (Abb. 39-41). Die Sohlentäler der Ilzquellflüsse sind in diesen Ausraum eingetieft. Das Alter der Eintiefung ist durch die nahe der Mündung von Großer und Kleiner Ohe lagernden Schotter zu erschließen. Die Talsohle erreicht hier in der „Breitwiese" eine Breite von 600 m. Mit den Schottern der Talsohle verzahnen sich die Schwemmschuttfächer des Reithbachgrabens (nördlich der Öttl-Mühle) und des Unterhüttensöldenbaches bei P 440. Die Talsohle besitzt daher ein würmeiszeitliches Alter. Etwa 5 m über dieser Niederterrasse folgt in 437 bis 445 m Höhe eine zweite Schotterakkumulation. Die Schotter sind bei der Öttl-Mühle (7146, r = 00 760, h = 09 600), südöstlich des Hofes Bergmann (7146, r = 00 740, h = 10 590) und südöstlich des Scherhäufelholzes zu beobachten. Sie erreichen eine Länge bis zu 35 cm und besitzen ähnlich den Niederterrassenschottern ein gelblich-braunes Zwischenmittel. Nach Höhenlage und Aussehen ähneln diese Schotter einem Vorkommen nördlich von Fürsteneck über der Schrottenbaummühle (7246, r = 05 670, h = 00 790). Diese Akkumulationskörper entsprechen wahrscheinlich der Hochterrasse der Donau. Die pleistozäne Erosion schuf demnach im Schönberger Talknoten einen Ausraum von mindestens 20 m Mächtigkeit.

Den Ansatzpunkt zur Rekonstruktion der tertiären Formengemeinschaften geben die höchsten Schotter des Vorlandes im Schüsselholz (P 478) bei Tittling (Abb. 24). Diese Akkumulation setzt sich in einer Felsterrasse, die an der Kreuzung der Landstraße Loizersdorf mit der Bundesstraße 85 bei P 484 in 485 m Höhe liegt, fort. Die entsprechenden Felsterrassen liegen ilzaufwärts östlich von Hohenwart (490 m), bei Böhmreut (490 m), bei Stadl und Preying (495 bis 505 m), über Ebersdorf (510 m), östlich der Rettenbacher Spitze (515 m), am Glockenberg (515 m). westlich von Fürth (520 m). Bei Schönberg befinden sich die korrelaten Verebnungen in 530 m Höhe (Abb. 39-41). Die Feldspatsande und Schotter bei Tittling haben nach den im nächsten Kapitel angeführten Beobachtungen unterpliozänes Alter. Das entsprechende Niveau wird als untere Gebirgsfußfläche bezeichnet. Die Anlage der unteren Geburgsfußfläche ist auf Grund der eingelagerten Schotter mindestens in das Unterpliozän zu datieren, kann aber auch ein mio/pliozänes Alter haben. Unterhalb der unteren Gebirgsfußfläche wurden die Niveaus der Burgholz-, Rittsteig- und Spitzbergterrasse ebenfalls bis zum Schönberger Talknoten zurückverlegt (Abb. 7). Sie haben bei Schönberg eine Höhe von 500, 480 und 465 m. Die in 450 m Höhe auftretenden Schotter liegen somit im Niveau der Maierhofterrasse. Der heutige Talboden entspricht der Formengruppe nach der Fortsetzung der Hochterrasse. In der 8 km langen Schlucht der Großen Ohe zwischen Schönberg und Spiegelau enden alle Niveaus unterhalb der unteren Gebirgsterrasse (Abb. 7). Nur bei der Hirschthal-Mühle liegt nördlich von P 622 eine ausgedehnte Felsterrasse in 615 m Höhe. Außer derartigen Terrassenresten mit einem geringen Gefälle treten aber auch steilere, talabwärts gerichtete Hangleisten auf. Die steilste Hangleiste umrahmt die Steinklamm und sinkt erst beim Mitterbühl über der Hirschthal-Mühle von 700 auf 630 m. Sie schneidet die flacheren Hangleisten. Trotzdem zeigt das Längsprofil der Großen Ohe in der Steinklamm für jedes Terrassenniveau, das diese Höhe noch erreicht, einen konvexen Profilknick. Die Terrassen sind somit auch in der Schlucht etwa genau so weit mit einem Gefällsknick zu verbinden, wie SPREITZER (1931, 65) es am Beispiel der Innerste ausführte.

Die Talstufen vererbten sich trotz schreitender Erosion während der Eiszeiten bei Terrassen mit einer relativen Höhe von über 15 m auch im steilsten Teil der Schluchtstrecke durch rückschreitende Erosion (vgl. Abschn. III d). Andererseits sind für die untersten Hänge der Schlucht die durch schreitende Erosion geformten steil abwärts ziehenden Leisten und Felskanten stellenweise kennzeichnend. Die zu derartigen For-

men führenden Vorgänge können sich in folgenden Phasen vollzogen haben:

a) das gestufte Tallängsprofil entwickelt sich im Sinne der rückschreitenden Erosion. Alle Stufen weichen etwa gleich schnell zurück;

b) bei erhöhter Schuttdurchfuhr werden die Kleinstufen mit einer relativen Höhe von weniger als 10 m verschüttet, die Tieferlegung des gestreckten Talprofils erfolgt parallel zur geglätteten Talsohle;

c) die Schotterzufuhr verringert sich, der Fluß konzentriert sich in einem engeren Bett und legt die durch b) erniedrigten Talstufen wieder frei, um sie erneut im Sinne von a) weiter zu entwickeln.

IV. DIE RUMPFTREPPE IM EINZUGSGEBIET DER ILZ

Die folgenden Ausführungen behandeln den Übergang vom Vorland in die Hauptrumpfflächen des Pfahlgebietes und die Rumpftreppe über den Hauptrumpfflächen.

a) Die Gebirgsfußflächen und die Gebirgsrandterrassen

Das Problem der tertiären Akkumulationen und der zugehörigen Formengruppen wurde im Zusammenhang mit den Fußterrassen der Ilz bereits berührt. Ein Ansatz zur Datierung der Formen des Vorlandes ergibt sich aus der Interpretation der Sande und Schotter von Tittling, Außernbrünst und Prag. Die Altersstellung dieser Sedimente ist nur durch vergleichende Beobachtungen der randlichen Ablagerungen des Molassetroges zu ermitteln. Die Molassekartierungen in Ostniederbayern wurden in letzter Zeit von NEUMAIER (1955), BESCHOREN (1955), WINKLER v. HERMADEN (1957) und LEGER (1962) zusammengefaßt.

Die ältesten jungtertiären Sedimente des nordöstlichen Molassetroges sind die Braunkohlentone oder limnischen Süßwasserschichten. Sie sind bei der Ziegelei Rittsteig und der Tongrube beim Bahnhof Außernzell gut aufgeschlossen und verschütten, wie WURM (1938) betonte, ein älteres „Urtalrelief". Sie bestehen aus grauen oder weißlichen fetten Tonen und Feinsanden; spärlich treten Lignitbänder und geringmächtige Braunkohlenbänder auf. Die Braunkohlen von Rittsteig und Jägerreuth haben nach den palynologischen Untersuchungen von MEYER (1962) ein obermiozänes, helvetisches oder tortones Alter. In den Tongruben von Außernzell fallen die Braunkohlenschmitzen nach Beobachtungen von STADLER (1926, 296) in nordnordost-südsüdwestlicher Richtung. Darüber lagern in den obengenannten Aufschlüssen die Quarzrestschotter, nach WURM (1938, 133) das sogenannte „Schottertertiär". Kennzeichnend ist eine gelbweiße Übergangsschicht aus groben Quarzsanden mit hellgrauen gerollten Tonbrocken und zum Teil kaolinisierten Feldspatkörnern. Im Hangenden gehen diese ‚Basissande' (NEUMAIER 1955) rasch von Feinkiesen über zu Grobkiesen mit Schottern bis zu Faustgröße. Sie bestehen zu über 90 % aus Quarzen mit nur wenigen Lyditen und vergrusten Gneisen und Graniten in sandigem Zwischenmittel. Die Quarzschotter zeigen häufig scharfkantige Verwitterungshohlräume.

Die Hangendserie besteht aus einer überwiegend kreuzgeschichteten Folge von wenig gerundeten Kiesen, Sanden und Lehmbändern. Auffallend ist der hohe Gehalt an ungerundeten weißen Feldspaten mit Längen bis über 2 cm. Wie die Molassekarte zeigt, sind die Feldspatsande beschränkt auf den südlichen Rand des Bayerischen Waldes, außerdem nimmt die Mächtigkeit und Breite der Ablagerungen von Ost nach West zu. Die Untersuchung der Schwermineralien durch SCHMEER (1953) ergab nach Westen bis über Landshut hinaus einen hohen Zirkongehalt. Dies spricht für den Bayerischen Wald als Herkunftsgebiet. Die von STADLER (1926) kartierten „obermiozänen" Schotter des Hainberges (485 m) südlich von Passau und des Rückens zwischen Altenmarkt und Jägerwirt enthalten außer diesen Feldspatsanden auch Reste des „Quarzitkonglomerats". Letzteres liegt in ursprünglicher Lagerung über dem Quarzrestschotter im Forst Steinkart südlich von Ortenburg (Abb. 18 b). Nach den Untersuchungen von GRIMM (1953) entstand das Konglomerat in situ und entsprechend der Auffassung von HARRASSOWITZ (1930, 294) unter semiariden Klimabedingungen. Unter diesen klimatischen Bedingungen wurde gleichzeitig aus dem ursprünglichen nördlichen „Vollschotter" durch selektive Verwitterung der Quarzrestschotter. Abtragungsreste der Quarzitdecke liegen in den sogenannten Mischhorizonten (Jägerreuth, Jägerwirt, Hainberg) südlich der Donau in 485 m Höhe. Das Quarzitkonglomerat in situ erreicht nach KINZL (1927) am Steinkart 520 m Höhe und östlich von Münzkirchen sogar eine Höhe von 550 m.

Die Sande und Schotter bei Tittling, Außernbrünst und Prag sowie das kleine Vorkommen zwischen dem Bahnhof Waldkirchen und der Meiersäge wurden von STADLER (1926, 302), WURM (1938, 133) und DOLLINGER (1961, 43) mit der obersten Süßwassermolasse in Zusammenhang gebracht, während LEGER (1963, Profil IV und S. 131) sie mit den Braunkohlentonen

Tabelle 5

Versuch einer Gliederung der jungtertiären und pleistozänen Ablagerungen in der weiteren Umgebung von Passau (nach NEUMAIER 1955, STADLER 1926, GRAUL 1937, 1962)

	Ablagerungen	
	S	N
Jung-pleistozän	Würmschotter	Niederterrassenschotter
	Rißschotter	Hochterrassenschotter
Mittel-pleistozän	jüngerer Deckenschotter	Deckenschotter
Alt-pleistozän	älterer Deckenschotter	Maierhofschotter
Ältest-pleistozän	Aichberg-Geinberg-Schotter	Burgholzschotter
	Federnberg-Schotter	Spitzbergschotter
	Geiersberg-Schotter	Rittsteigschotter
Pont	Kobernauser Waldterrasse	Feldspatsande untere Gebirgsfußfläche
Sarmat	südl. Vollschotter - Quarzitkonglomerat Feldspatsande (Quarzrestschotter)	
	nördl. Vollschotter	
Torton		Süßwasserschichten (Braunkohlentone)
Helvet	Oncophoraschichten Brombacher Sande Neuhofener Schichten	
Burdigal	Ortenburger Meeressand	

der untersten oberen Süßwassermolasse verbindet. Nach LEGER liegen die randlichen Sedimente 1. in tektonisch geformten Becken, 2. bestehen sie vorwiegend aus Sanden und Tonen, die Schotter sind nur eingeschaltet und 3. ähneln sie in ihrer petrographischen Zusammensetzung den helvetisch/tortonen Braunkohlentonen. Dem zweiten Argument ist zuzustimmen. Der Habitus der Schotter rechts der Ilz bei Jägerreuth, Burgholz und Lohholz entspricht dem der Quarzrestschotter des Forchenhügels bei Außernzell. Gemeinsam ist ihnen der überwiegende Anteil von Quarzschottern. Die Feinkiese des Schüsselholzes bei Tittling, Prag, Ernsting und Außernbrünst sind kantengerundet und treten untergeordnet in den Feldspat- und Quarzsanden auf. Gegen das erste Argument von LEGER spricht die einheitliche Höhenlage der Sedimente (vorwiegend nach DOLLINGER 1961):

Vorkommen	Schüsselholz	Prag	Ernsting	Waldkirchen
Oberkante der Schotter	478	465	478	530
Höhe der Auflagerungsfläche	450	440 ?	460	525 ?

Die Ähnlichkeit zwischen den gebirgsnahen Feldspatsanden und den Braunkohlentonen beschränkt sich auf das Fehlen der gut gerundeten Quarzschotter. Die Schüsselholzsande haben eine wesentlich größere Korngröße als die gröbsten Sande der Braunkohlentone. Zudem tritt Ton im Schüsselholz nur in schmalen Linsen auf. Kennzeichnend für die Feldspatsande ist eine bogige oder kreuzgeschichtete Ablagerung, während die Braunkohlentone eine Rippelschichtung zeigen. Überdies sind die Feldspate in den Braunkohlentonen viel stärker kaolinisiert. Diese Beobachtungen sprechen gegen das dritte Argument von LEGER. Auf Grund der Art der Ablagerung und ihrer Zusammensetzung entsprechen den Feldspatsanden am besten die Mischhorizonte bei Altenmarkt und am Hainberg (485 m). Diese Sedimente der Hangendserie wurden nach ABELE (1955, 53) und NEUMAIER (1955, 75) an der Wende Miozän/Pliozän oder im untersten Pont abgelagert. Die relativ hohe Lage der Hangendserie südlich der Donau in 485 m Höhe im Verhältnis zu den nur rund 470 m hohen Sedimenten bei Außernbrünst und Tittling würde allerdings für das Postpliozän eine Hebung im Bereich der Rottschwelle um weniger als 50 m erfordern.

Die unterste Fußfläche des Bayrischen Waldes entspricht diesen Ablagerungen und wurde somit im unteren Pliozän angelegt. Da die Feldspatsande auch weitere Gebiete südlich der Donau bedecken (vgl. Geologische Karte der süddeutschen Molasse (1 : 300 000), vollzog sich der Wechsel der Entwässerung von O nach W zu W nach O wahrscheinlich erst nach oder während der Akkumulation der Hangendserie. Das spricht für die epigenetische Anlage der Donau im Sinne von A. PENCK (1891) (vgl. die Karte der Umgebung von Passau in LOUIS [1961, Fig. 45, 126]). Für das Vorland des Bayerischen Waldes ergibt sich somit seit der Wende Miozän/Pliozän eine ähnliche Entwicklung, wie sie LOUIS (1953) im Moselgebiet nachwies. Erst seit dieser Akkumulationsphase liegen die Entwässerungsbahnen des Vorlandes fest und die geomorphologische Entwicklung ist gekennzeichnet durch eine von Akkumulationsphasen unterbrochene in den Tälern.

Der Übergang von den Sedimenten zu den zugehörigen Formengruppen der Erosion der unteren Gebirgsfußfläche ist im Gebiet von Ernsting besonders gut zu beobachten (Abb. 29). Die Ziegeleigrube (7247, r = 93 040, h = 99 980) zeigt den Übergang von den Feldspatsanden in den vergrusten Granit. In der Sandgrube rechts der Straße zwischen Steinerleinbach und Ernsting (7247, r = 93 050, h = 00 500) treten noch einmal Feldspatsande auf. Beide Vorkommen befinden sich am Rande einer 480 m hoch liegenden Fläche, die zwischen Kaltenstein, Steinerleinbach und Ernsting weit verbreitet ist. Bei Manzing, zwischen Waldkirchen und Meiersäge, befindet sich auf

der Talwasserscheide zwischen Erlau und Osterbach bei P 530 das oberste Vorkommen von feldspatreichen Sanden. Die Talbodenreste zwischen Manzing und Ernsting liegen rechts der Erlau beim Bahnhof Waldkirchen (523 m), über der Geiermühle (510 m), bei Oberleinbach (490 m) und südlich von Hauzenberg bei P 478. An dem gegenüberliegenden Talhang ist nur ein Hangknick in etwa 500 m zu verfolgen, der mit der Talstufe des Saußbaches bei P 545 in Zusammenhang zu bringen ist. Die Feldspatsande bei Außernbrünst (P 468) und bei Prag (P 466) werden durch die Verflachungen bei Oberpretz und Salzgattern verbunden (Abb. 29). Die Ziegelei am Hörsberger Bach (7247, r = 89960, h = 01960) baut eine 5 m mächtige Hangschuttdecke aus rostbraunen Lehmen mit zahlreichen ungerollten Feldspat- und Quarzsanden ab. Nach der Mitteilung von DOLLINGER (1961) lagern sie über Torf. Wahrscheinlich wird diese Schuttdecke von umgelagerten Feldspatsanden der Hangserie gebildet. Die kleinen Verebnungen bei Praßreut und Alzenberg (480 m) (Abb. 27) und bei Augenthal und Marktberg (500 m) setzen die untere Gebirgsfußfläche fort. Das Niveau der Feldspatsande im Schüsselholz (478 m) nordöstlich von Tittling läßt sich, wie im letzten Kapitel gezeigt wurde, bis in 530 m Höhe im Gebiet des Schönberger Talknotens verfolgen. Zwischen Tittling und Röhrnbach bilden die untere und das etwa 30 m höhere Niveau der oberen Gebirgsfußfläche den Fuß von zahlreichen Restbergen. Die größten Restberge sind der Höhenberg (563 m), der Büchelberg (539,5 m) (Abb. 25, 26) und der Dachsberg (534 m). Nach den Beobachtungen von BALK (1927, 70) sind diese Erhebungen petrographisch bedingt. Die engklüftigen und häufig vergrusten Diatexite werden von feinkörnigen Granitintrusionen überragt. Südlich der Linie Nammering — Ruderting — Höhenberg — Dachsberg — Büchelberg — Hauzenberg treten entsprechende Restberge jenseits des von STADLER (1926) und SCHULZ (1926) beschriebenen Urtales Eging-Aicha im Graham-Ebersberger Höhenzug auf (Abb. 21, 22). Letzte Ausläufer liegen südlich der Donau bei Altenmarkt und Schardenberg (Abb. 22). Die untere Gebirgsfußfläche hat somit im Vorland eine Höhe von 480 m und steigt gegen den Gebirgsrand und gegen die Rottschwelle bis auf 520 m an.

Im Gegensatz zu der unteren Gebirgsfußfläche mit ihrer relativ weiten flächenhaften Ausdehnung im Vorland (besonders zwischen Stallham und Tittling) ist das Niveau der oberen Gebirgsfußfläche im Vorland beschränkt auf einzelne isolierte Vorkommen. Sie liegen meist 30 bis 40 m über der unteren Gebirgsfußfläche in 520—550 m Höhe und sind unabhängig von den obersten Ablagerungen der Molasse. Diese Sedimente verfüllen im Vorland ein miozänes „Urtal"-Relief. Da die Vorkommen der Verebnungsreste der oberen Gebirgsfußfläche über diesen plombierten Tälern liegen, hat dieses Niveau mindestens ein präuntermiozänes Alter. Erst am Rand des Hauzenberger Massivs ist das Niveau der oberen Fußfläche weit verbreitet und tritt als randliche Verebnungen in über 520 m auf: Hauzenberg (530 m), Steinberg-Barbing (530 m), Raßberg 520 m) und zwischen Bärnreuth und Windpassing (520 m) (Abb. 23, 26). Südlich von Hauzenberg entsprechen die Verebnungen der von Schulz (1926) kartierten 550-m-Fläche um Griesbach der oberen Gebirgsfußfläche. Entsprechend der unteren Gebirgsfußfläche im Ilztal zwischen Tittling und Schönberg und an der Erlau zwischen Außernbrünst und Waldkirchen steigt die obere Gebirgsfußfläche zum Gebirgsrand hin von über 520 m bei Tittling auf über 560 m Höhe in der Gegend von Schönberg an (Abb. 7). In einer Höhe von etwa 600 m nähert sich das Niveau der oberen Gebirgsfußfläche dem Talboden der Mitternacher Ohe, dem Resch- und Saßbach sowie dem Osterbach.

Beide Gebirgsfußflächen sind vorwiegend im Vorland und am Gebirgsrand in Verebnungsresten verbreitet. Kennzeichnend für diese Niveaus sind die aufsitzenden zahlreichen Restberge. LÉGER (1962, 133) hingegen bezeichnet nur die Verflachungen um Passau in etwa 420 m Höhe als ‚Piedmont'-Fläche. Sie ist nach LÉGER wegen ihrer vom Obermiozän bis ins Mittelpliozän anhaltenden Lage nahe der Erosionsbasis weit verbreitet. In diesem Niveau dehnten sich durch wiederholtes Überarbeiten der vorhergehenden Akkumulationskörper immer neue Verebnungen in etwa gleicher Höhe aus. Die 420-m-Piedmontfläche ist daher nach LÉGER zugleich eine ‚forme de convergence'. Während die untere Gebirgsfußfläche in der Umgebung von Passau stets über den Tälern liegt, ist das 420-m-Niveau jedoch beschränkt auf Verebnungen an Talhängen. Es entspricht der Burgholz-Terrasse nach STADLER. Daher sind die beiden darüberliegenden Niveaus mit mehr Berechtigung als Fußflächen zu bezeichnen.

Den Übergang zwischen der oberen Gebirgsfußfläche und den Hauptrumpfflächen vermitteln zwei Gebirgsrandterrassen oder Trogflächen im Sinne PHILIPPSONs (1931). Im Gegensatz zu den Verebnungen der oberen und unteren Gebirgsfußfläche sind die Randterrassen in ihrer Verbreitung beschränkt auf den Gebirgsrand und treten als schmale Hangleisten, Sattel- oder als Gipfelniveaus auf. Sie bilden im Vorland nirgends größere zusammenhängende Verebnungen. An der Ilz steigt die untere Gebirgsrandterrasse von etwa 550 m bei Perlesreut auf nahezu 580—600 m in der Umgebung von Schönberg rasch an. Das hochgelegene Tal zwischen Grafenau-Schlag und dem Paß über Heinrichsreit gehört der Höhenlage nach (615 bis 610 m) zu diesem Niveau. Im Becken der Mitter-

nacher Ohe bildet die Verlängerung der oberen Gebirgsrandterrasse das Beckenbodenniveau in 620—650 m Höhe (Abb. 37, 38). Darüber erheben sich zahlreiche niedere Einzelberge wie der Steinbühl (680 m) nördlich von Gmünd und der Grünberg nordöstlich von Abtschlag. Der scharfe Knick zwischen Beckenboden und Bekkenumrandung bei P 651 nördlich von Abtschlag erinnert an Verhältnisse, wie sie in semiariden intramontanen Becken vorkommen. Auf dieses Niveau münden randlich flache, weite Talmulden. Besonders gut ist dies am Baumholzbach östlich von Hintberg und Untermittendorfer Bach zu beobachten. Bei Hintberg liegt in der Verlängerung dieser Talmulde in 659 m der tiefste Punkt der Wasserscheide zwischen Ilz und Regen (Abb. 35, 36). Den Verlauf der unteren Gebirgsrandterrasse im Tal der Großen Ohe zwischen Schönberg und Spiegelau zeigt das Längsprofil der Ilz (Abb. 7). Bis zur Terrasse in 625 m Höhe oberhalb der Hirschthal-Mühle sind die Talbodenreste an Hand von schmalen Felsterrassen und Hangknicken zu verfolgen. In der Umgebung von Grafenau (615 m) und Schönanger (660 m) bzw. von Bierhütte (670 m) und Sonndorf (665 m) bildet die Verlängerung der unteren Gebirgsrandterrasse im Tal der Kleinen Ohe bzw. des Resch- und Saußbaches ausgedehnte Felsterrassen. In etwa 700 m Höhe nähern sie sich dem heutigen Talboden. Am Osterbach liegt die der oberen Gebirgsfußfläche folgende Verebnung etwa 60 m über den Feldspatsanden von Ernsting in 540 m Höhe beim Hauzenberg. Talaufwärts erreicht das Niveau der unteren Randterrasse rasch 570 m und bildet im Bereich von Erlauzwiesel den 600 m hohen Sockel für zahlreiche Restberge (Abb. 30). In diesem Niveau fließt der Mittellauf des Erlau-/Saußbaches oberhalb der Saußbachklamm. Nördlich des Osterbaches ist in 600 m Höhe die untere Randterrasse weit talaufwärts zu verfolgen. Im kleinen Becken von Grainet nähert sie sich in 630 m Höhe dem Talboden des Wermutbaches. Das etwa 50 m höher liegende Niveau der oberen Gebirgsrandterrasse bildet den Sockel des Neufanger Berges (P 755) zwischen Poppenreuth und Solla (Abb. 31). Die Verlängerung der oberen Gebirgsrandterrasse erreicht den Boden des langgestreckten Beckens von Rosenau sowie die Bekken von Bierhütte und von Sonnberg mit Höhen zwischen 650 und 800 m (Abb. 48-52). Am Hauzenberger Massiv ist die untere Randterrasse zwischen 600 m (Hauzenberg) und 650 m (Karolusberg bei Waldkirchen) nur engräumig als Verebnung zu finden (Abb. 29).

Für die Gebirgsrandterrassen ergeben sich somit drei wesentliche Merkmale:

1. Sie treten am Gebirgsrand in Felsterrassen und Gipfelniveaus auf;
2. die Verlängerung dieser Terrassen bildet im Bereich des Pfahls den Boden von kleinen Becken;
3. auf dem Boden der Becken treten niedere Restberge auf.

Das Querprofil der weiten Talungen im Niveau der Randterrassen erinnert an ‚Kehltäler' im Sinne von LOUIS (1964).

b) Die Basisrumpffläche und das Kreuzberger Hügelland

Auf Grund ihrer weiten Verbreitung im Pfahlgebiet zwischen dem vorderen und hinteren Bayerischen Wald sind die Basisrumpffläche und das Kreuzberger Hügelland die Hauptrumpfflächen des Untersuchungsgebietes. Die Basisrumpffläche hat ihre größte Ausdehnung im Winkel zwischen Kleiner Ohe, Biberbach und Wolfsteiner Ohe bei Neudorf östlich von Grafenau in etwa 700—720 m Höhe (Abb. 43-45). Im Tal der Kleinen Ohe verbindet sich diese Verebnung mit Verebnungen in 750 m Höhe und weiten Talmulden bei Altschönau (Abb. 47). Zu dem vermoorten Becken der Großen Ohe östlich von Riedlhütte führen Hangknicks und Verebnungen einerseits über den Sattel bei Siebenellen (Abb. 60), andererseits von Großarmschlag über den Sattel unterhalb von Reichenberg (750 m). Die niedere Höhe und die Lage des Sattels bei Siebenellen kann als Folge einer ehemaligen Mündung der Kleinen und Großen Ohe beim Knottenruck westlich von Altschönau gedeutet werden. Dem Becken bei Riedlhütte entspricht im Gebiet des Bahnhofs Klingenbrunn spiegelbildlich das Bekken der Schwarzach (Abb. 36). Auf die junge Anzapfung der Schwarzach durch die Flanitz machten schon v. STAFF (1910) und SCHULZ (1926, 318/9) aufmerksam. Die im III. Kapitel erwähnten Schotter auf der niederen Wasserscheide beim Bahnhof Klingenbrunn belegen diese Auffassungen. Für einen ehemals östlicher gelegenen Verlauf der Hauptentwässerungsader des Ilzgebietes spricht der 680 m hoch gelegene Sattel von Moosham südlich Grafenau (Abb. 43). Die Basisrumpffläche ist der Sockel der den Lallinger Winkel zwischen Hausstein und Brotjacklriegel rahmenmenden Höhen. Das Niveau setzt sich zusammen aus weiten Talmulden wie bei Scheibenberg, südlich von Schöfweg, oder im obersten Einzugsgebiet des Gneistinger Baches, südwestlich des Fürstenberges, und aus zahlreichen Verebnungen in Sattellage, z. B. bei Freundorf zwischen Schöfweg und Allhartsmais (730 m), oder im Leopoldsreuter Wald (720 m) und bei Dösingerried. Diese Flächenreste wurden bereits von SCHULZ (1926) ausführlich beschrieben.

Zwischen Waldkirchen und Hauzenberg ist die Basisrumpffläche nur wenig verbreitet. Neben dem vermoorten Sattel des Mitterholzes zwischen dem Eitzinger Berg (913 m) und dem

Rußinger Berg (829 m) (Abb. 26) und den Verebnungen von Ranzing bei Holzfreyung und von Dorn (Abb. 30) ist die Basisrumpffläche nur als Hangknick in etwa 710—730 m Höhe zu verfolgen. Selbst in dem weiten Tal des Staffelbaches spielt dieses Niveau eine untergeordnete Rolle und bildet über Niederneureuth in etwa 740 m Höhe eine wenig ausgedehnte Hangverflachung. Bei Kirchl, Schönbrunn und in der Wolfsau südlich von Kirchl liegen im Reschwassergebiet im Niveau der der Basisrumpffläche große Talmulden, die von der Erosion asymmetrisch zerschnitten wurden (Abb. 50). Der Ochsenberg (778 m) zwischen Glashütte und Raimundsreut ist ein Beispiel für einen der Basisrumpffläche aufsitzenden Restberg. Im Niveau der Basisrumpffläche bildet der Sattel nördlich des Hochreut (P 792) die Verbindung zum Sägwassertal. Das Sattelniveau setzt sich im Gebiet um Weidhütten fort und tritt an der hängenden Mündung des Seebaches (790 m) besonders deutlich auf. In der talaufwärts folgenden Talweitung nähert sich die Basisrumpffläche dem Talboden. Ähnlich verhält sich die Basisrumpffläche im Reschwassertal. Über der Steilstrecke zwischen Mauther Brücke (P 762) (Abb. 58, 57) und Neuhütten-Sägewerk endet das Niveau in etwa 800 m Höhe.

Im Saußwassertal gibt es Anzeichen für eine Laufänderung des Flusses. Der Fluß verläßt südwestlich von Annatal seinen von N nach S gerichteten Verlauf und setzt seine alte Fließrichtung erst nach einer Verlagerung um 500 m weiter östlich fort. Zunächst fließt er parallel zu dem rechten langgestreckten Berg (P 797). Zwischen P 797 und der Fuchsenhöh (P 717) wendet er sich nach W und durchfließt eine kurze Steilstrecke. Anschließend nimmt er wieder seine alte nord-süd-gerichtete Fließrichtung auf. Die Fuchsenhöhe und der langgestreckte Berg (P 797) werden jeweils durch einen über 500 m breiten und 760 m hoch liegenden Sattel von dem höher aufragenden Gelände getrennt. Es liegt die Vermutung nahe, einen ehemaligen mäandrierenden Verlauf des Saußwassers durch diese Sättel anzunehmen. Talaufwärts liegen im Niveau der Basisrumpffläche bei Mauth und Spicking drei Talmulden. Das Niveau läuft in Hangknicken aus und endet nahe der Talsohle bei der Waldmühle in ungefähr 800 m Höhe.

Das Kreuzberger Hügelland hat im Gegensatz zur Basisrumpffläche ein unruhiges Relief. Im Pfahlgebiet tritt das Kreuzberger Hügelland fast stets auf den hochgelegenen Rücken zwischen den Quellflüssen der Ilz auf. Wahrscheinlich bedingt diese Lage den hügeligen Charakter dieses Niveaus. Meist bleiben die gerundeten Hügel unter einer relativen Höhe von 40 m.

Den besten Überblick über dieses Niveau bietet der Hohenauer Berg (810 m) (Abb. 47). Den Sockel dieses Berges bilden der Saldenauer Rükken (770 m), die Flächenreste bei Haag (760 m), zwischen Haslach und Saulorn (780—760 m) und der 770 m hohe Sattel zwischen Hohenauer- und Kirchler Berg (794 m) (Abb. 50, 51). Jenseits des Kirchler Berges setzt der Plaßlberg (832 m) (Abb. 49) und Hochreutberg (792 m) das Hügelland nach N hin fort. Die Höhe der unteren Basis steigt dabei auf 780 m Höhe an. Entsprechend dem Rücken zwischen Sagwasser und Reschbach verhält sich auch der bei Kreuzberg (819 m) beginnende Rükken zwischen Reschbach und Saußbach. Die Basis des Kreuzberger Hügellandes senkt sich südlich von Kreuzberg bis zum Punkt 746 und steigt östlich und westlich von Kreuzberg rasch auf 770 m (Abb. 52). Gegen N bis Mauth erreicht sie über 820 m Höhe und entspricht dort dem in der Karte von SCHULZ (1926, T XXIV) eingetragenen Bereich der 830-m-Fläche. Zwischen Mauth und Kreuzberg erfährt das Niveau im Gebiet des tief vergrusten Waldlagergranites südlich des Rendlberges (751 m) eine Unterbrechung durch einen 750 m hohen Sattel. Der 883 m hohe Berg südlich von Vierhäuser erhebt sich über das Kreuzberger Hügelland, seine Verebnung in 870 m Höhe liegt bereits im nächsthöheren Niveau, der Oswalder Rumpffläche. Talaufwärts von Sagwasser (Weidhütten) und Reschbach (Mauth) läßt sich das Kreuzberger Hügelland nur noch in den Tälern in Form von Felsterrassen verfolgen. Nahe 840 m Höhe endet das Niveau jeweils oberhalb einer Steilstrecke der Bäche. Im Oberlauf der Großen und Kleinen Ohe ist das Kreusberger Hügelland am Fuße von Rachel und Lusen weit verbreitert. Die größte Ausdehnung als Verebnung hat das Niveau zwischen Sagwasser und Kleiner Ohe nordwestlich von Neuschönau in über 780 m Höhe (Abb. 47). Diese Verebnung setzt sich jenseits der Kleinen Ohe im Rücken von St. Oswald und nördlich von Siebenellen in ungefähr 800 m Höhe fort (Abb. 42-45). Der Rücken von Siebenellen läßt sich über die 800 m hohe Verebnung bei Guglöd mit der hintersten beckenartigen Erweiterung des Tals der Großen Ohe verbinden (Abb. 60). Rund um den dem Rachel vorgelagerten Höhenzug von Bocksberg (872 m), Jägerhöhe (886 m) und Siebenrücken (853 m) tritt das Niveau des Kreuzberger Hügellandes als randliche Verebnung und Hangknick auf (Abb. 59). Der breite vermoorte Sattel der Föhrau, der das obere Einzugsgebiet der Großen Ohe mit dem Schwarzwasserbereich verbindet, bildet den Anschluß an die Verebnungen desselben Niveaus im Gebiet südwestlich des Rachels (über der Wüstung Altposchinger-Hütte) und im Gebiet zwischen Althütte, Klingenbrunn (Abb. 36) und Spiegelau-Hochreuth.

Im Bereich des vorderen Bayerischen Waldes hat der Fürberg im W und S in 780 m Höhe sockelartige Verebnungsreste. Sie sind rund um die Bergkuppe von Brotjacklriegel (1016 m) und

Aschenstein (942 m) in ungefähr 800—820 m Höhe als Hangknick und Hangverflachung weiter zu verfolgen (Abb. 34, 37). Am Steilabfall gegen das Vorland sind diese Reste des Kreuzberger Hügellandes noch leicht zu erkennen, während die Hangknicke und Verebnungsreste der Basisrumpffläche nur sporadisch deutlich ausgeprägt sind. Entsprechend der geringen Zahl von Höhen über 800 m ist das Kreuzberger Hügelland im Hauzenberger Gebiet vor allem als Gipfelniveau verbreitet (Steinberg [830 m], Russinger Berg [829 m], Neidlinger Berg [818 m]) (Abb. 26). Erst östlich von Oberfrauenwald stellen sich ausgedehntere Verebnungsreste bei Oberneureuth und Stüblhäuser östlich von Sonnen ein (Abb. 28).

c) Die Rumpftreppe über den Hauptrumpfflächen

Hochgelegene Flächenreste ordnen sich im Einzugsgebiet der Ilz nur an wenigen Stellen, zum Beispiel im Gebiet um Finsterau, zu einer Rumpftreppe an. Die Namen der oberen Rumpfflächen geben jeweils ein für die einzelnen Niveaus typisches Vorkommen im Gebiet zwischen Rachel und Lusen wieder.

Die Oswalder Rumpffläche bildet den Übergang von den Hauptrumpfflächen des Pfahlgebietes in die hochgelegenen Rumpfflächen des Böhmerwaldes. Seine größte Ausdehnung hat dieses Niveau im Gebiet zwischen Jägerriegel (886 m), Bocksberg (872 m), Siebenrücken (853 m) und Hüttenriegel (880 m) nördlich von Spiegelau (Abb. 59). Östlich der Großen Ohe bildet die Rumpffläche zwischen Guglöder Riegel (881 m) und Hirschkopf (935 m) den Sockel für die das oberste Einzugsgebiet der Großen Ohe rahmenden Höhen (Abb. 60). Im Sagwasser- und Reschbachgebiet ist die Oswalder Rumpffläche nur wenig verbreitet. Die Hangknicke dieses Niveaus werden nur am Steinberg durch kleine lokale Verebnungen (z. B. Seeberg [919 m], Großer Spatberg [908 m], Sporn im Weidhüttenwald bei P 864) ersetzt (Abb. 58). Ähnlich wie im Rachelvorland bei der Diensthütte (890 m) ist im glazial überformten hinteren Reschwassertal nur die Talstufe und Talweitung in 930 m ein Hinweis auf die Oswalder Rumpffläche. Die verbindenden Hangknicke oder Verflachungen sind stellenweise erhalten (z. B. bei der Jagdhütte an der Schreienden Seige [890 m]). Erst die Verebnungen nördlich und südlich des Fuchsberges (947 m) zwischen Zwölfhäuser und Mauth in 900 m Höhe (Abb. 57) sind klar abgesetzt gegen das hier 830 m hohe Kreuzberger Hügelland. Um den Ebensteinberg (986 m) zwischen Rothbach und Teufelsbach östlich von Finsterau ist die Oswalder Rumpffläche in 920 m Höhe weit verbreitet. Diese Verebnung geht über in den 950 m hohen Boden der obersten Talmulden des Rothbaches unterhalb von Finsterau. Auch die weite oberste Talmulde des Reifenmühlbaches über der Grenze zwischen den Wüstungen Scheurek und Fürstenreut liegt im Oswalder Niveau. Der Paß (918 m) zwischen dem Geißberg (1018 m) und dem Steinkopf (1052 m) bei Hinterfirmiansreut weist auf Grund seiner Höhenlage und dem Talknie des Teufelswassers bei P 870 auf die ehemalige Entwässerung des Teufelswassers über den Wolfaubach zur Moldau hin. Vorkommen von Verebnungen der Oswalder Rumpffläche im vorderen Bayerischen Wald liegen isoliert am Aschenstein und Brotjacklriegel in etwa 900 m Höhe (Abb. 35, 37) und bei Oberfrauenwald im Hauzenberger Gebiet (über 860 m) (Abb. 28).

Die über der Oswalder Rumpffläche gelegenen Niveaus überschreitet man am besten auf einer Wanderung von Mauth über Finsterau-Reschbachklause-Schwarzbach-Moorkopf zum Lusen. Mauth selbst liegt, wie bereits erwähnt, auf einem Ausläufer des Kreuzberger Hügellandes (Abb. 58). Die Zwölfhäuser oberhalb von Mauth stehen auf einem Ausläufer der Oswalder Rumpffläche in etwa 900 m (Abb. 57). Nach dem Sattel von Hohenröhren erreicht die Kammhöhe in zwei schmalen, langgestreckten Granitrücken eine Höhe von 970 m. Erst bei Finsterau in 1000 m Höhe liegen ausgedehntere Flächenreste der „Finsterauer Rumpffläche". Die beiden Bergkuppen zwischen Heinrichsbrunn und Hohenröhren sind daher vorgelagerte und erniedrigte Restberge dieses Niveaus. Die Finsterauer Rumpffläche hat jenseits des Teufelsbachtales im Gebiet von Fürstenhut seine weiteste Verbreitung, wie es ein Überblick von der Ederplatte (P 1064) zeigt. Die Waldstraße zwischen Ederplatte und Reschbachklause (1120 m) verläuft sanft ansteigend im Niveau des „Buchwalder Hügellandes" (Abb. 56). Das kleine Becken oberhalb der Reschbachklause liegt in der Fortsetzung dieses Niveaus. Es ist nur knapp 40 m in die darauffolgende Rumpffläche, das „Maderer Hügelland" eingetieft (Abb. 55). Zwischen Reschbach und Schwarzbachklause hat das Maderer Hügelland in über 1170 m Höhe seine weiteste Ausdehnung; jenseits des tiefen Schwarzbachtales setzt es sich in der obersten Talmulde (1200 m) des Großen Schwarzbaches fort. Die umrahmenden Höhen: Moorkopf (1330 m), Moorberg (1370 m) und Steinfleckberg (1341 m) liegen alle über etwa 1250—1290 m hohen Sätteln (Abb. 54). Jenseits des böhmischen Lusenbachtales wiederholt sich das Sattelniveau in der Kaltstaude (Sattel 1250 m) und zwischen dem Kleinen und dem Großen Spitzberg. Ich bezeichne dieses Sattelniveau über dem Maderer Hügelland als „Spitzbergniveau". Nur der Steinfleckberg (1341 m) und Moorberg (1370 m) gehören zu dem allein am Großen Spitzberg (1350 m), Plattenhausen Riegel (1376 m) und am Rachel auftretenden „Rachelniveau" mit etwa 1350

m Höhe. Im Profil Rachel-Steinkopf-Siebenrükken-Bienstand (Abb. 59) bei Reichenberg und im Profil Lusen - Waldhäuser - Altschönau zeichnet sich die oben beschriebene Rumpftreppe durch Hangverebnungen und Hangknicke erneut ab. Die S-Hänge zwischen Rachel und Lusen werden jedoch nur unterhalb des Plattenhausen in 1100 m Höhe von einem flachen Hangsporn unterbrochen (Abb. 60). Sonst herrschen hier durch Firnmulden gegliederte Steilhänge vor.

Meine Untersuchungen ergaben im Vergleich zu den Ergebnissen von SCHULZ (1926) eine größere Anzahl von Stufen in der „Piedmonttreppe" des südöstlichen Bayerischen Waldes. In der folgenden Tabelle sind die von SCHULZ (1926), PIPPAN (1955) und DOLLINGER (1961) erwähnten Rumpfflächen nach ihrer Höhenlage zusammengestellt.

Die Erkenntnis der Piedmonttreppe des südöstlichen Bayerischen Waldes, das Hauptergebnis der Dissertation von SCHULZ (1926), wird von allen jüngeren Untersuchungen bestätigt. Die Höhenangaben der Flächenbezeichnungen von SCHULZ sind der älteren Schraffenkarte 1 : 50 000 entnommen und beziehen sich daher fast stets auf das Niveau der Rücken, nicht auf die Basis der einzelnen Rumpfflächen. Daraus ergibt sich die stellenweise unterschiedliche Höhenangabe für die nach SCHULZ und meinen Untersuchungen gleiche Rumpffläche. Sehr ähnlich sind sich nach Höhenlage und Zahl die Rumpfflächen im Ilzgebiet und im westlichen Mühlviertel. Größere Unterschiede treten erst in den Bereichen unterhalb von etwa 700 m Höhe auf, eine Folge des stärkeren Gefälles der Verebnungen unterhalb der Basisrumpffläche.

d) Die Entwicklung und das Alter der Rumpftreppe und die Frage des pliopleistozänen Bruches in der Rumpftreppenentwicklung

Durch Art und Lage der Verebnungen unterscheiden sich die Fußflächen, Beckenniveaus und die hügeligen Rumpfflächenreste nach Grund- und Aufriß. Die gebirgsrandnahen Teile der Fußflächen und die größeren Becken tragen im Aufriß den Charakter von Hügelländern. Weiträumige Flächenreste von weniger als 5° Neigung wie die Basisrumpffläche bei Neudorf östlich von Grafenau (720 m) sind eine Ausnahme. Wie erwähnt, ist für die Becken ein konvergierendes Talnetz kennzeichnend. Die Becken und weiten Talmulden sind im Bereich zwischen der unte-

Tabelle 6

Versuch eines Vergleichs zwischen der Stockwerkgliederung von SCHULZ (1926), PIPPAN (1955) DOLLINGER (1961) und meinen Ergebnissen

Höhe in m		SCHULZ (1926)	DOLLINGER (1961) (Waldkirchen)	PIPPAN (1955) (östl. Mühlviertel)
1300	Rachelniveau	1350-m-Fläche		
	Spitzbergniveau			
1200		1200-m-Fläche		
	Maderer Hügelland			
1100				
	Buchwalder Hügelland			
1000	Finsterauer Rumpffläche			980-1000-m-Staffel
900	Oswalder Rumpffläche			900-920-m-Staffel
		830-m-Fläche		820-840-m-Stafel
800	Kreuzberger Hügelland			
		750-m-Fläche	750-780-m-Rumpffläche	
700	Basisrumpffläche			710-780-m-Staffel
	obere Randterrasse			680-m-Staffel
600	untere Randterrasse		600-620-m-Rumpffläche	600-m-Staffel
	obere	550-m-Fläche	550-560-m-Rumpffläche	
500	Gebirgs- untere fußfläche Gebirgs- fußfläche		500-m-Rumpffläche	

ren Gebirgsrandterrasse und dem Niveau des Kreuzberger Hügellandes zu finden. Oberhalb dieses Höhengürtels sind ähnliche Verebnungsreste nur im zentralen Böhmerwald um Mader verbreitet (z. B. Lusenbach bei Pürstling). Während im Bereich des Pfahls Flächenreste erhalten sind, die als typische Rumpfflächen gebirgseinwärts in flache Talmulden übergehen und sich zum Gebirgsrand hin in ein Kuppenniveau auflösen (W. PENCK 1924, JESSEN 1936), ist die Gebirgsfußfläche nur durch eine Felsterrasse mit einem talaufwärts im gleichen Niveau folgenden Knick im Tallängsprofil zu verbinden.

Die Randterrassen oder Trogflächen nehmen eine Übergangsstellung zwischen der Gebirgsfußfläche und den Rumpfflächen ein. Bezeichnend für diese Niveaus sind ihre Ausbildung als Beckenböden (Mitternacher Ohe, Kleine Ohe, Saußbach) und ihr Übergang in das Kuppenniveau der Restberge über den Fußflächen. Der von SCHULZ (1926) auskartierte Gebirgsrand, d. h. der Bereich zwischen der 550-m- und 750-m-Fläche nach SCHULZ, wird durch Vorberge und Hangleisten der Randterrassen gegliedert. Im Gegensatz zu den Rumpfflächenresten, die sich in etwa gleicher Höhenlage im ganzen Ilzgebiet verfolgen lassen, sind die Formengruppen der Randterrassen und Fußflächen nicht höhenkonstant. Sie lassen sich schlecht mit einer Höhenzahl charakterisieren, da diese Niveaus Neigungen bis zu 3° haben.

Die Unterscheidung von Reliefstadien kann stellenweise nur auf Grund von Hangknicken und Hangleisten durchgeführt werden. Die größten Schwierigkeiten ergaben sich dabei an den langgestreckten Hängen des Gebirgsrandes und besonders in der grabenartigen Talung der Wolfsteiner Ohe zwischen Ringelai und Marchetsreut. Dieser Talung entspricht im Grund- und Aufriß das Reschwassertal oberhalb der Mauther Brükke. Die Hangknicke sind im Bereich dieser langgestreckten Hänge oft nur stellenweise durch gestufte Muldentälchen oder durch in der Fallinie versetzt auftretende Hangdellen zu verfolgen.

Der Steilrand des vorderen Bayerischen Waldes verläuft zwischen Regensberg und Hengersberg ungefähr parallel zum Donaurandbruch. Nach der Karte von CARLÉ (1955) endet die Bruchlinie in der Gegend von Hengersberg. Östlich von Hengersberg, bei Schöllnach, beginnt nach KRAUS (1916, Abb. 14) die NNW-SSO streichende Wolfachlinie. Eine Fortsetzung der Richtung des Donaurandbruches bilden wahrscheinlich die Verwerfungen, die im Bereich südlich der Rottschwelle im Vilstal des plötzlich Anschwellen der Molassemächtigkeit veranlassen. Die Bruchlinie entlang des Quarzganges zwischen Außernzeell-Aicha und Hals stört die Quarzrestschotter zwischen Forchenhügel und Kapfham nicht und hatte somit in postobermiozäner Zeit keine Bedeutung als tektonische Bewegungszone (entgegen den Ausführungen von LÉGER [1963]).

Zwischen Vilshofen und Erlau weicht der Gebirgsrand im Gegensatz zu dem zwischen Regensberg und Hengersberg durch Buchten gegliederten Rand des vorderen Bayerischen Waldes weit nach Norden zurück. FISCHER (1939, 66) erklärt sich „die Tiefenlage der Oberfläche des Passauer Waldes nicht allein durch die Erosion der Ilz, sondern hält sie für tektonisch vorbedingt". Andererseits ist diese Grenze nach SCHULZ (1926, 317) „so wenig der Linienführung einer Verwerfung entsprechend, daß wir es vorziehen müssen, die neutralere Bezeichnung ‚Geländeabfall' für diese Linie zu behalten". Die geologische Kartierung von DOLLINGER (1961) erbrachte ebenfalls keinen Beweis für ein tektonisches Lineament, wie es die Annahme von FISCHER (1939) erfordert. Das Tiefengebiet im Passauer Wald ist nur im Zusammenhang mit den übrigen Buchten des vorderen Bayerischen Waldes zu verstehen. Während der Abstand zwischen der Randverwerfung und dem Gebirgsrand in Lallinger Winkel etwas über 10 km beträgt, wächst die Entfernung zwischen Passau und dem Gebirgsrand bei „Haus im Wald" auf mehr als 20 km an. Zugleich verlagert sich die Bruchzone aber wahrscheinlich noch 7 km weiter nach Südwesten. Die größte Vorlandsbucht liegt somit dort, wo die Bruchzone am undeutlichsten wird und sich zugleich weit ins Vorland hinaus verlagert. Dieser Widerspruch löst sich durch die Annahme einer Verbiegungstektonik. Wie SPREITZER (1951) für die Gurktaler Alpen darlegt, benötigt diese für die Zurückverlegung der Stufen eine wesentlich geringere Abtragungsleistung als die Bruchtektonik. Zu diesem wahrscheinlichen tektonischen Vorzug treten im Passauer Wald die günstigen Abtragungsbedingungen durch die Quellflüsse der Ilz.

Der Donaurandbruch wird nach CARLÉ (1955, 132/3) durch miozäne Ablagerungen überdeckt. Daraus schließt CARLÉ, daß die Bewegungen der altsteirischen oder slavischen Phase zugeschrieben werden müssen. Zur Bildung des Steilrandes des vorderen Bayerischen Waldes benötigt CARLÉ allerdings eine erneute „nach-pontische" Bewegung. Für diese Bewegung fehlt der Beweis (vgl. BIROT 1958 II, 236). Innerhalb des Bayerischen Waldes wurde ebenfalls noch kein strenger Beweis für tertiäre Bewegungen erbracht. Nach dem Bericht von TILLMANN ging über die Pfahlstörung im Mühlviertel die mittelmiozäne Brandungsplatte bruchlos hinweg, während im Gebiet des Bodenwöhrder Halbgrabens im NW sich noch tortone und posttortone Bewegungen abzeichnen. FISCHER (1939, 77) nimmt eine letzte große früholigozäne Bewegung am Bayerischen Pfahl an. Er beobachtete wie SCHULZ (1926), daß die „weitverbreitete Vereb-

nung in 750—800 m Höhe bereits beiderseits der Pfahlzone ohne Höhenverstellung auftritt". Auch an der geophysikalisch nachgewiesenen Nord-Süd verlaufenden Promau-Störung westlich von Waldkirchen (DOLLINGER 1961) sind keine Verstellungen von Flächenresten festzustellen. Dasselbe gilt für die übrigen N-S streichenden Schwächezonen im Ilzgebiet.

Als tektonische Voraussetzung zur Bildung einer Rumpftreppe wird im allgemeinen ein von „Ruhepausen unterbrochener Bewegungsvorgang" angenommen, wie SPREITZERs (1938, 212) Zusammenfassung der Diskussion über die Piedmonttreppe auf dem Internationalen Geographentag in Amsterdam zeigt. Diese Deutung der Rumpftreppenbildung durch einzelne tektonische Zyklen steht im Widerspruch zu den Darlegungen von Walter PENCK (1922, 226/27). Nach seiner Ansicht ist die Annahme einer von Pausen unterbrochene Hebung nur ein extremer Fall des allgemeinen Prinzips der Rumpftreppenentwicklung (W. PENCK 1924, 6), der Extremfall wird aber dank seiner Einfachheit und aus didaktischen Gründen seit DAVIS (1899) allgemein anerkannt. In der Natur verlaufen nach W. PENCK (1922, 226/27) die Krustenbewegungen jedoch „nicht diskontinuierlich, sondern stetig". In der „Morphologischen Analyse" führt W. PENCK diesen Gedanken aber nicht so extrem aus wie es im allgemeinen behauptet wird (1942, 12). „In jedem Fall ist die Krustenbewegung ein ungleichmäßiger Vorgang, der nur während seines Ablaufs zeitweise gleichförmig werden, niemals aber gleichförmig mit irgendeiner bestimmten Geschwindigkeit anheben kann."

Die tektonisch bedingten „Formgemeinschaften" (W. PENCK 1928, 203) oder Formengenerationen konstituieren die Großformen des Bayerischen Waldes. Jede dieser Formgemeinschaften erfuhr im Laufe der Zeit eine Überarbeitung in verschiedenartigen Formenstilen. Die entsprechenden Wandlungen der Formung zeichnen sich besonders gut im Tallängsprofil ab. Die heutigen Täler durchschneiden die Rumpfflächen, die entsprechende Talstufe hat sich überproportional zurückverlegt und ist nur durch Terrassen mit dem Rumpfflächenniveau zu verbinden. Die Formengemeinschaft einer Rumpffläche, bestehend aus Fläche, Stufe, flachem Talboden nahe dem Flächenniveau und Talstufe, entwickelt sich nur bei einer gleichartigen Formung von Rumpfstufe und Rumpffläche und zugehöriger Talstufe und Talflachstrecke. In den mitteleuropäischen Mittelgebirgen ist die Fortentwicklung der Rumpftreppe durch eine klimatisch bedingte Änderung des Formenstiles gestört worden. Wie BÜDEL (1935, 144) am Beispiel des Erzgebirges nachwies, und PAULI (1937) und GELLERT (1955) betonen, trat dieser Bruch der Entwicklung erst im obersten Pliozän ein. Im Vorland des Bayerischen Waldes setzt die endgültige Zertalung nach der Anlage der unteren Gebirgsfußfläche, d. h. vielleicht schon im Oberpliozän ein. Im Niveau der Randterrassen und der oberen Gebirgsfußfläche bildeten sich noch beckenförmige Verebnungen im Pfahlgebiet. Die Zeit der Rumpftreppenbildung endet somit wohl im obersten Miozän. Die Rumpftreppenentwicklung wurde spätestens während der Formung der oberen Fußfläche unterbrochen. Seither wurde durch den mehrfachen Wechsel von schreitender und rückschreitender Erosion das für die Rumpftreppenformung entscheidende gestufte Tallängsprofil, nach BAKKER und MÜLLER (1957, 367) ein typisches Profil ohne Ober-, Mittel- und Unterlauf, ein „Dauerjugendstadium" der Flüsse, in ein flach konkaves Längsprofil verwandelt. Die Stufen im Tallängsprofil konnten sich nur an petrographisch begünstigten Stellen halten, in den übrigen Fällen wurden sie rasch bis in die kurze Oberlaufstrecke zurückverlegt. Mit diesem Formungswandel trat eine geomorphologische Revolution ein. Die im Sinne W. PENCKs geformte Rumpftreppe wurde fossil. Die kontinuierliche Formung von Rumpfstufe und Rumpffläche, von Talstufe und Flachgefällestrecke wurde unterbrochen. Die pleistozäne Entwicklung vollzog sich vor allem im Tal- und Hangbereich.

Umstritten ist die Frage der Formung der Rumpfstufen. Nach BÜDEL (1935, 143) liegen die Stufen etwa an derselben Stelle wie am Ende des Pliozäns. Demgegenüber wurde u. a. von BEHRMANN (1939, 170) auf rezente Abtragungen an den Hängen der Mittelgebirge hingewiesen. Für eine zumindest stellenweise sehr geringen postmittelpliozäne Hangform sprechen in meinem Arbeitsgebiet die erhaltenen Reste der mittelpliozänen Seitenerosion. Sie liegen im Vorland nahe den unterpliozänen Akkumulationskörpern. Der Auhügel (P 499) südlich von Alzesberg (7246, r = 09540, h = 02500) ist an der heutigen Talwasserscheide zwischen Altenreutbach und dem Hörsberger Bach asymmetrisch verteilt. Ähnlich dem 13° steilen Hang östlich von Göttersberg nahe dem Schüsselholz bei Tittling (7246, r = 02400, h = 00300) sind dies bei petrographisch einheitlichem Gestein wohl Spuren eines mittelpliozänen Flusses. Diese Steilhänge liegen im Granitgebiet. Sie wurden auch durch die pleistozäne Hangabtragung nicht überproportional abgetragen. Das gleiche beweisen BOUT, DERRUAU und FEL (1960) für das Gebiet des Massif Central durch einen Vergleich zwischen pliozänen Tälern, die mit Basalt erfüllt sind, und erneut ausgeräumten Talbereichen.

Für die Größenordnung der pleistozänen Abtragung im Bereich von Sohlentälern ohne eine mehrgliedrige pleistozäne Akkumulation und Erosion geben die Verhältnisse im Gebiet des Saußbaches östlich von Waldkirchen einige Hin-

weise. Auf Grund der besonderen petrographischen Bedingungen verharrte der Saußbach oberhalb der Saußbachklamm im Niveau der oberen Gebirgsfußfläche in etwa 600 m Höhe. Beim Haltepunkt „Erlauzwiesel“ der Bahnlinie Waldkirchen—Haidmühle (7247, r = 00280, h = 99550) liegt die Wasserscheide zwischen dem Pollmannsdorfer Bach und dem Reichenmühlbach, einem Nebenbach des Saußbaches, nur etwa 6 m über dem Bachspiegel des Reichermühlbaches. Die pleistozäne Akkumulation kann den Betrag von sechs Meter beim Reichermühlbach mit seinem ausgedehnten Einzugsgebiet bei Jandelsbrunn nicht überschritten haben, da sonst eine Anzapfung durch den Pollmannsdorfer Bach unumgänglich gewesen wäre. Der Schwemmfächer des 600 m talabwärts in den Reichermühlbach mündenden Schauerbaches (östlich von P 594) und die Schotterterrasse nahe der Reutmühle erreichen auch nur eine Höhe von 5 m über dem heutigen Talboden. Die pleistozäne Überformung umfaßt somit im Granit in Talbereichen mit relativ stabiler lokaler Erosionsbasis nur einen Bereich von höchstens 10 m; die Materialdurchfuhr spielte sich nur in einem 5 m hohen Spielraum ab. Auf Grund dieser Beobachtungen vermute ich im Bereich der Flächenreste eine Abtragung nur zwischen einigen Metern, höchstens einen Dekameter. Zusammenfassend läßt sich somit im Anschluß an MORTENSEN (1963a) wohl sagen, daß der pleistozäne Formungsstil bei vielfach relativ geringer Abtragungsleistung eine starke Umformung der Hänge und Täler mit sich brachte.

Anzeichen für eine bedeutende pliozäne Abtragung finden sich im Saldenburger Granitgebiet und im Becken der Mitternacher Ohe zwischen Innerzell und Kirchdorf im Walde. Beiden Granitgebieten ist eine tiefgreifende Vergrusung gemeinsam. Die Untergrenze des Gruses wird im Saldenburger Gebiet von den heutigen Bächen nur stellenweise erreicht. Auf dem Niveau der oberen Fußfläche sitzen hier steile Restberge. In den darunter folgenden Niveaus finden sich nur noch kleinere Höckerformen und Felsburgen auf den Talscheiden. Gleiches gilt für das Bekken der Mitternacher Ohe. Es liegt nahe, auf Grund der Höcker und Felsburgen in diesen grusreichen Gebieten die Entstehung der Flächen mit Hilfe der Theorie der doppelten Einebnungsfläche im Sinne von BÜDEL (1957 und 1958) zu deuten. Die Distanz zwischen „Spüloberfläche“ im Niveau der unteren Gebirgsrandterrasse und „Verwitterungsbasisfläche“ im Niveau der oberen Fußfläche beträgt mindestens 30 m, im Bereich der darunter folgenden Niveaus meist nur 20 m. Auf Grund dieser geringen Distanz und dem schon von BALK (1927) für das gesamte Vorland betonten Härtlingscharakter der Restberge und der mächtigen Grusdecken ist eine Tieferlegung von der Gebirgsrandterrasse zur oberen Fußfläche im BÜDELschen Sinne wohl möglich gewesen. Andererseits bestätigt sich in diesen Gebieten ein von RICHTER (1963, 15) gegen BÜDEL erhobener Einwand. Die Verwitterungsbasisfläche hat nichts mit einer Verebnungsfläche gemeinsam, sondern ist eher als Bergland en miniature zu betrachten.

V. BEMERKUNGEN ZUM ENTWURF EINER GEOMORPHOLOGISCHEN KARTE

Die mehrfarbigen geomorphologischen Karten von GEHNE (1912), PASSARGE (1914) und KIRCHBERGER (1919) sind die ersten kartographischen Zusammenfassungen moderner morphologischer Untersuchungen. Während der Atlas von PASSARGE die funktionale Seite der Morphologie besonders betont und KIRCHBERGER auf einer oro-hydrographischen Karte nur die Flächenreste verzeichnet, stellt GEHNE mit Farben die strukturunabhängigen Flächen und mit farbigen Schraffen die unterschiedlichen Gesteine der nach seiner Ansicht strukturbedingten Hänge dar. Er kommt damit lange vor den von BEHRMANN (1932/33, 472; 1938, 113) oder von MAULL (1958[2], 63) geäußerten Forderungen einer morphogenetischen Kartierung am nächsten. Die „Morphogenetische Karte des Mittelharzes“ von HÖVERMANN (1949) gibt die Reliefbeschreibung durch Schraffen, die Formengruppen durch eine einheitliche Farbe wieder. ANNAHEIM (1953) vertritt den Grundsatz, daß nur die Akkumulationsformen flächenhaft durch Farbe gekennzeichnet werden können, Erosionsformen erhalten Signaturen. Diese Signaturen entsprechen ungefähr den Vorschlägen von H. LEHMANN (1950, 240) und teilweise auch denen von SPIRIDONOW (1956, 110). KLIMASZEWSKI (1956) stellt die Prinzipien der polnischen geomorphologischen Karten 1:25 000 dar. Die Karten zeigen eine Überbetonung der rezenten und eiszeitlichen Einzelformen durch Flächenkolorit und eine Fülle von Einzelsignaturen. Als Grundlage für diese Karten dient die orohydrographische Ausgabe der topographischen Karte 1:25000. Im Gegensatz zu diesen morphologischen oder morphogenetischen Karten, die primär von der Darstellung von Oberflächenformen und Formengruppen ausgehen, nimmt in seiner 1964 erschienenen Dissertation KUGLER die Reliefelemente als Ausgangspunkt für eine großmaßstäbliche „geomorphologische Karte“, gemäß seinem Grundsatz (S. 554), „daß die Eigen-

schaften der Formelemente charakterisierbar" sind. Diese Ansicht ist nicht haltbar, denn eine Oberflächenform ist mehr als die Summe der Formelemente, die Darstellung der Neigung und Petrographie der Formelemente gibt keine morphologische, sondern eine hochspezielle morphographische Karte, die vielleicht für die Praxis sehr nützlich ist.

Die oro-hydrographische Ausgabe der neuen deutschen topographischen Karte 1 : 50 000 [9]) ist eine hervorragende formbeschreibende Grundlage für eine morphologische Karte. Durch die Isohypsen im Abstand von 10 m werden die meisten Hangwinkel so gut wiedergegeben, daß sich eine spezielle Darstellung der Hangneigungsverhältnisse, wie sie die polnischen und belgischen geomorphologischen Kartenentwürfe zeigen, erübrigt (KLIMASZEWSKI 1956, 32-40; MACAR u. a. 1961). Die Grundlage der beiliegenden morphogenetischen Karte ist eine auf den Maßstab 1 : 100 000 photomechanisch verkleinerte oro-hydrographische Karte 1 : 50 000. Auf sie wurden die im Gelände in die topographische Karte 1 : 25 000 eingezeichneten Beobachtungen übertragen. Die Hangknicke zwischen den Formengruppen der Erosion sind durch eine schwarze Linie wiedergegeben. Dort, wo ihr Verlauf undeutlich ist, wird die Linie gerissen gezeichnet. Im Bereich der ehemaligen Gletscher erfolgte stellenweise eine die Formengruppen zerstörende Überformung der Hänge. Derartige glaziale Erosionsformen erhielten einen lila Farbton. Die zugehörigen Akkumulationsformen wurden durch eine lila Punktsignatur gekennzeichnet Durch die Farbgruppierungen wurde versucht, die Formgemeinschaften nach ihrem Stil zu ordnen. Die grünen Farbtöne entsprechen den pleistozänen überwiegend periglazial-humid-fluviatilen Formengemeinschaften, während gelbe Farben mio-pliozäne Randterrassen und Fußflächen bezeichnen. Die eigentliche im Tertiär angelegte Rumpftreppe wird durch rötliche Farben dargestellt.

ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE

Zusammenfassung und Ergebnisse

Meine Kartierungen bestätigen im Prinzip die von SCHULZ (1926) beobachtete Rumpftreppe. Sie wird jedoch oberhalb der Basisrumpffläche (710—740 m) durch weitere sechs Niveaus bis zum Rachelniveau (1350 m) ergänzend untergliedert. Im Übergangsbereich zum Vorland und im Vorland treten zwei Randterrassen und zwei Fußflächen auf. Es wurde versucht, die sieben pleistozänen Donauterrassen im Ilzgebiet weiter zu verfolgen. Die im Ilzgebiet erstmals kartierten glazialen Ablagerungen erlauben die Rekonstruktion der würmeiszeitlichen Schneegrenze auf einen Wert von etwa 1000 m Höhe. Beobachtungen über die Formung des Tallängsprofiles durch schreitende und rückschreitende Erosion waren der Anlaß zu einigen Überlegungen über die Formung der Rumpftreppe.

Summary

In 1926 SCHULZ was the first to interpret the piedmont stairway in the "Bayerischer Wald". The result of a recent geomorphological mapping of the "Ilz"-river basin was the classification of the piedmont stairway into 9 levels between 600 and 1350 m, which means 4 more piedmont levels then SCHULZ described. The lowest levels are no peneplains but "Gebirgsrandterrassen" in the sense of PHILIPPSON. They are particularly spread in the area of transition between foreland and mountain. The highest levels in the foreland are interpreted as rests of two pediments. The lower pediment correlates wite the uppermost deposits of the freshwatermolasse in the latest pliocene and the transition to pleistocene. The secondary valleys of the Danube are cut into this plain. I tried to find the seven pleistocene terrasses of the Danube (STADLER, 1926) also as stages of relief development in the Ilz basin. The investigations concerning the formation of the longitudinal profiles by progressing and regressing erosion led to some thoughts about the formation of the piedmont stairway.

The lowest glacial deposits were found in the Ilz basin above 750 m. In consequence we can suppose that the wurmian snowline was in a height of 1000 m.

The morphogenetic map of the Ilz basin shows a classification of the relief into families of forms of erosion.

Résumé

En 1926 SCHULZ interprétait pour la première fois les étages de la montagne du "Bayerischer Wald". Le résultat d'observations faites sur le réseau de la rivière d'Ilz était la classification de l'escalier de Piedmont en 9 surfaces d'aplanissement. Ce sont quatre surfaces plus que celles décrites par SCHULZ. Les deux surfaces d'érosion les plus basses ne sont pas des vastes surfaces d'aplanissement mais des "Gebirgsrandterrassen" au sens de PHILIPPSON. On les trou-

[9]) Leider ist diese Ausgabe für den Bereich der Landesvermessungsämter von Bayern und Rheinland-Pfalz nur in einer Spezialanfertigung verteuert zu erhalten.

ve dans la zone du contact entre la montagne et l'avant-pays. J'interpréte les surfaces d'aplanissement les plus hautes dans l'avant-pays comme des restes de 2 plaines de piémont. La plaine de piémont inférieure est corrélative avec les dépots les plus hautes de la molasse d'eau douce de l'age de haut pliocène en passant au pléistocène. Les valées des affluents de la Danube sont incisées dans cette plaine de piémont. Les sept terrasses pléistocènes de la Danube (STADLER, 1926) se trouvent comme des phases de dévelopement du relief aussi dans le réseau de la rivière d'Ilz. Le résultat de mes observations sur la formation du profil longitudinal par l'érosion régressive et progressive sont quelques réflexions sur la formation de l'escalier de piémont.

Les dépots glaciales les plus bas dans le réseau d'Ilz se trouvent dans une hauteur de plus que 750 m. En conséquence nous pouvons réconstruire la ligne de neige au maximum de l'époque wurmien à une hauteur de 1000 m.

La carte morphogénétique du réseau d'Ilz montre une classification du relief en des familles des formes de l'érosion.

LITERATURVERZEICHNIS

Andersson, I. G., 1906: Solifluction, a component of subaerial denudation. — In: Journ. of Geology, Band 14, 93-112.

Annaheim, H., 1956: Zur Frage der geomorphologischen Kartierung. — In: PM, 315—319.

Abele, G., Fuchs, B., Stephan, W. 1955: Die westliche bayerische Vorlandmolasse. — Erläuterungen z. Geol. Übersichtskarte d. Süddt. Molasse 1 : 300 000, München, 46—58.

Bakker, J. P., Müller, H. J., 1957: Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. — Stuttgarter Geogr. Studien Bd. 69. H. Lautensach-Festschrift. 365—397.

Balk, R., 1927: Das Grundgebirge und die kleinen Diorit- und und Granitdurchbrüche im mittleren Passauer Wald. — Monographien z. Geol. u. Palaeont., Serie II, H. 3.

Baulig, H., 1940: Le profil d'équilibre des versants. — Annales des Géographie, 81—97.

Baulig, H., 1956: Penéplaines et pédiplaines. — Bulletin de la Soc. Belge d'Etudes Géographiques, T. XXV, 25—58.

Baulig, H., 1956: Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de Géographie. — Paris.

Birot, P., 1961: Réflexion sur le profil d'équilibre des cours d'eau. — Z. f. Geomorph. 5, 1—23, 89—105.

Birot, P., Jérémine, E., 1950: Recherches sur le comportement d'érosion différentielle dans les roches granitiques de Corse. — C. R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne. T. II, 243—253.

Blanck, E., Melville, R., Bocht B., Nölke, G., 1940/41: Untersuchungen über die rezente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der alten Landoberflächenbildung der deutschen Mittelgebirgsländer. — Teil 3, 5: Über rezente und fossile Verwitterung des Gneises im Spessart, Erzgebirge, Oberpfälzer und im Böhmerwald. — Chemie der Erde 13, 387—471.

Bout, P., Corbel, J., Derruau, U., Garavel, L., Péguy, Ch. P., 1955: Géomorphologie et glaciologie en Islande centrale. — Norois, No. 8, 2 e Année, 461—574.

Bout, P., Derruau, U., Fel, A., 1960: Utilisation des Cônes et des coulées volcaniques du Massif Central francais pour évaluer le recul des versants cristallins. — Z. f. Geomorph., Supplementbd. 1: Contributions internationales à la Morphologie des versants, Berlin 133—139.

Bowman, I., 1916: The Andes of Southern Peru. — New York.

Brunner, H., 1963: Zur Geologie und Geomorphologie des Karkonosze (Riesengebirge). — Geogr. Berichte 27, 146—161.

Bayberger, F., 1896: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Die Spuren alter Gletscher, die Seen und Thäler des Böhmerwaldes. — PM, Erg.-Bd. XVIII, No. 81, 1—63 und 1 Karte.

Becksmann, E., 1935: Glazialklima und Diluvialmorphologie. Z. Dt. Geol. Ges. 87, Berlin, 620—622.

Behrmann, W., 1932: Morphologische Formengruppen der Erosion. — Z. G. E., 170—178.

Behrmann, W., 1932: Morphologie der Erdoberfläche. — Hb. d. Geogr. Wiss., Hg. F. Klute, Bd. Allg. Geogr., 1. Teil. Phys. Geogr. Potsdam 1933.

Behrmann, W., 1938: Das Alter der Stufen einer Rumpftreppe. C. R. du Congrès Int. de Géogr. Amsterdam, 2. Bd., S. II a, 106—113.

Beschoren, B., 1955: Die Vorlandmolasse im Gebiet der unteden Isar. — Erl. z. Geol. Übersichtsk. d. Süddt. Molasse 1 : 300 000, München, 59—67.

Beskow, G., 1930: Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. — Geol. Fören Förhandlingar. Stockholm, Bd. 52, H. 4, 622—638.

Birot, P., 1938: Réflexions zur le problème des Piedmonttreppen. — C. R. du Congrès Int. de Géogr. Amsterdam, 2 Bd. Sect. II a, 114—124.

Birot, P., 1957: Le relief granitique das le nord-ouest de la péninsula ibérique. — Proc. Int. Congr. Washington of the IGU, 301—303.

Brusch, M., 1949: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und den angrenzenden Gebieten. — Diss. Göttingen.

Bsteh, F., 1940: Die Morphologie des Donaugebietes zwischen schen Passau und Aschach. — Geogr. Jahresbericht aus Österreich.

Büdel, J., 1935: Die Rumpftreppe des westlichen Erzgebirges. Verh. u. wiss. Abh. d. 25. Dt. Geographentages zu Bad Nauheim. Breslau.

Büdel, J., 1937: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. PM, Erg.-H. Nr. 229.

Büdel, J., 1949: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. — Die Naturwiss. 36, 105—112, 133—139.

Büdel, J., 1957: Die „doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. — Z. f. Geomorph., N. F. 1, 201—228.

Büdel, J., 1958: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle solcher fossiler Flächen in anderen Klimazonen. — Dt. Geographentag Würzburg 1957. Tagungsber. u. wiss. Abhandlung, Wiesbaden.

Büdel, J., 1960: Die Gliederung der Würmkaltzeit. — Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 8.

Carlé, W., 1955: Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beiheft z. Geol. Jb., H. 16, Hannover.

Chelius, C., o. J.: Geologischer Führer durch den Odenwald. Gießen.

Cholley, A. (Hrg.), 1956: Atlas des Formes du Relief. — Paris.

Cloos, H., 1925: Das Riesengebirge in Schlesien. — Berlin.

Cloos, H., Balk, R., Cloos, E., Scholtz, H., 1927. Die Plutone des Passauer Waldes, ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. — Monographien z. Geol. u. Palaeont. Serie II, H. 3. Berlin.

Dege, W., 1940: Über Schneefleckenerosion. — Geogr. Anz. 41. Jg., 8—11.

Dege, W., 1941: Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. — PM, 81—97, 113—122.

Dege, W., 1939-44: Über Ausmaß und Art der Bewegung arktischer Fließerde. — Z. f. Geomorphologie XI, 318—329.

Derruau, M. 1958²: Précis de Géomorphologie. — Masson et Cie., Paris.

Dines, H. G., Hollingworth, S. E., Edwards, W., Buchau, S., Welch, F. B. A., 1940: The mapping of Headdeposits. — Geol. Mag. 77, 198—226.

Dollinger, U., 1961: Geologisch-Petrographische Untersuchungen im Südteil des Gradabteilungsblattes Waldkirchen. Maschinenschriftl. geol. Diplomarbeit am Inst. f. Gesteinskunde d. Univ. München.

Drygalski, E. v., Machatschek, F., 1942: Gletscherkunde. — Encyklopädie d. Erdkunde, Teil 8, Wien.

Dumanowski, B., 1961: Cover deposits of the Karkonosze Mountains. (Riesengebirge). — Zszyty Nankowe Universytetu Wroclawskiego, Seria B, 8.

Erb, L., 1948: Die Geologie des Feldbergs. — In: K. Müller: Der Feldberg im Schwarzwald. Freiburg i. Br.

Fezer, F., 1953: Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil I: Studien aus den Mittelgebirgen. — Götting. Geogr. Abh., H. 14, 1953, 45-77.

Fischer, G., 1939: Der Bayerische und Böhmerwald. Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte. — Jb. d. preuß. geol. Landesanstalt, Band 59, 55—82.

Frebold, G., 1932/33: Die Oberflächengestaltung des Brockengebietes. — Jb. d. Geogr. Ges. Hannover.

Frenzel, B., 1959 u. 1960: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. I. und II. Teil.

Gabert, P., 1962: Les plaines de Pô et leur piémonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique. — Thèse Lettres, Paris.

Gehne, H., 1912: Eine neue Methode geomorphologischer Kartendarstellung. — PM II, 72—73 u. Tafel 13.

Gellert, J. F., 1955: Morphologische Probleme im Rumpftreppengebirge und Schichtstufenland. — Wiss. Z. d. Päd. Hochsch. Potsdam, math.-nat. R., 2, 65—80.

Gerber, K. E., 1956: Das Längsprofil der Alpentäler. — Geogr. Helv. XI, 160—215.

Götzinger, G., 1907: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. — Pencks Geogr. Abh., Bd. 9, H. 1, Leipzig.

Götzinger, G., 1912: Zur Frage der Abtragung durch Bodenbewegungen. (Bemerkungen zum Aufsatz von S. Passarge.) — GZ 18, 219—224.

Graber, H. v., 1902: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. — PM 48, 121—132.

Graber, H. v., 1933: Die Diorite des Passauer Waldes. — Geol. Rd. 23, 15—27.

Gradmann, R., 1931: Süddeutschland. — 2 Bd. Stuttgart.

Graul, H., 1937: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und Hausruck. — Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. 30, 179—259.

Graul, H., 1962: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER). — P. M. 106, 253—271.

Grimm, D., 1953: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der oberen Süßwassermolasse zwischen Rott und Inn. — Diss. Univ. München.

Gripp, K., 1924: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 36

Gümbel, W. C. v., 1868: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges oder des bayerischen und oberpfälzer Waldgebirges. 2. Abtheilung als Fortsetzung der geognostischen Beschreibung Bayerns. — Gotha.

Gümbel, C. W. v., 1894: Geologie von Bayern. 2. Bd. München.

Harrassowitz, H., 1930: Fossile Verwitterungsdecken. — In: Hb. d. Bodenlehre, Hrg. E. Blanck, Bd. IV. Berlin.

Heim, A., 1879: Über die Erosion im Gebiet der Reuß. — Jb. d. Schweizer Alpenclubs, 392 f.

Hempel, L., 1958: Möglichkeiten und Grenzen der Auswertung amtlicher Karten für die Geomorphologie. — Dt. Geographentag Würzburg 1957. Tagungsber. u. wiss. Abhdlg., 272—279. Wiesbaden.

Hermaden, A. Winkler v., 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. — Wien.

Hermes, K., 1955: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. — Kölner Geogr. Arbeiten, H. 5.

Hettner, A., 1913: Die Entstehung des Talnetzes. — GZ 19, 153 f.

Hettner, A., 1914: Die Entwicklung der Landoberfläche. — GZ 20, 141 f.

Hirsch, R., 1940: Untersuchungen zur Entstehungsgeschichte der Landschaft um Passau im Jungtertiär. — Ungedr. Diss. München.

Hövermann, J., 1949: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. — Göttinger Geogr. Abh. Nr. 2.

Hövermann, J., 1953: Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil I: Studien aus dem Mittelgebirge. — Göttinger Geogr. Abh., H. 14, 7—44.

Jahn, A., 1956: Slope research studies in Poland. — Przeglad Geograficzny XXVII, Sonderheft, 94—100.

Jessen, O., 1936: Reisen und Forschungen in Angola. — Berlin.

Jessen, O., 1938: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. ZGE, 36—49. Berlin.

Jovanovic, P. S., 1940: Les profiles fluviatiles en long. Leur formes et leur genèse. — Paris.

Kaiser, K. H., 1963: Die 11. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Nürnberg vom 21.—27. September 1962. Tagungsbericht. — Eiszeitalter und Gegenwart 14, 227 bis 240. Öhringen.

Kellersohn, H., 1952: Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. — Kölner Geogr. Arb., H. 1.

Kinzl, H., 1927: Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. — Jb. Geol. Bundesanstalt, 233 f. Wien.

Klaer, W., 1956: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. PM, Erg.-H. 261. Gotha.

Klebelsberg, R. v., 1948/1949: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2 Bände. Wien.

Klimaszewski, M., 1956: The principles of the Geomorphological Survey of Poland. — Przeglad Geograficzny Vol. XXVIII. Supplement.

Kraus, E., 1916: Geologie des Gebiets zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. — Geognostische Jahreshefte, 28. Jg., 91—168 u. 1 Geol. Karte.

Krebs, N., 1937: Talnetzstudien. — Sitzungsber. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-math. Kl., 52—82. Berlin.

Krebs, N., Schrepfer, H., 1927: Geographischer Führer durch Freiburg und Umgebung. — Berlin.

Kugler, H., 1964: Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. — Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Länderkunde, N. F. 21/22, 541—655. Leipzig.

Lautensach, H., 1950: Granitische Abtragungsformen auf der iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. — PM 94, 187—196.

Léger, M. M., 1962: Le Piedmont de Passau. — Bulletin de l'Association de Géogr. Francais No. 305—306, 119—135.

Lehmann, H., 1950: Vorschläge für morphologische Zeichen. Geogr. Taschenbuch, 240 f.

Lehmann, O., 1917: Zur Beurteilung der Ansichten Puffers über die Böhmerwaldformen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 60, 414—426.

Liehl, E., 1934: Morphologische Untersuchungen zwischen Elz und Brigach (Mittelschwarzwald). — Ber. d. Naturf.-Ges. zu Freiburg/Br., Bd. 34, 95—211.

Lindner, H., 1958: Gabbroblöcke im Kristallgranit in der Baugrusgrube von Madersdorf, Landkreis Kötzting. — Geol. Blätter f. NO-Bayern, Bd. 8, H. 2, 106—108.

Linton, D. L., 1964: The origine of Pennine tors. An essay in analysis. — N. F. Z. f. Geomorphologie. Sonderheft zum 70. Geburtstag des Hrg. H. Mortensen, Bd. 8.

Löwl, F., 1882: Über den Terrassenbau der Alpenthäler. — PM, 132—143.

Louis, H., 1935: Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. — Verh. u. wiss. Abh. d. 25. Dt. Geographentages zu Bad Nauheim. Berlin.

Louis, H., 1953: Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, besonders im Moselgebiet. — Münchner Geogr. Hefte, H. 2, München.

Louis, H., 1954: Schneegrenzen und Schneegrenzbestimmung. Geogr. Taschenbuch 1954/55, 414—455. Wiesbaden.

Louis, H., 1961²: Allgemeine Geomorphologie. — In: Lehrbuch d. Allg. Geographie. Hrg. E. Obst. Berlin.

Lozinski, W. v., 1911: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. — Nat. Wochenschrift 8, X, 641—647.

Lundquist, G., 1949: The orientation of the Block Material in certain species of flow earth. Points of view on method. — Geografiska Annaler Bd. 32, 335—347. Festschrift: Glacier and Climate Hans W:, Son Ahlmann.

Macar, P., 1963: Etudes récentes sur les pentes et l'évolution des versants en Belgique. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. Math.-Phys. Kl., Jg. 1963, Nr. 7, 72—84.

Macar, P., Béthune, P. de, Mammerickx, J., Seret, G., 1961: Travaux préparatoires à l'élaboration d'une carte géomorphologique de Belgique. — Annales de la Société de Belgique, T. LXXXIV, 179—198.

Machatschek, F., 1927: Landeskunde der Sudeten- und Waldkarpatenländer. — Stuttgart.

Machatschek, F., 1955²: Das Relief der Erde. — Berlin.

Martin, E., 1925: Bodenflußerscheinungen im Frankenwald und Vogtland. Freie Wege vergleichender Erdkunde. — Drygalski-Festschrift, 229—238. München und Berlin.

Martonne, E. de, 1920-21: Le rôle morphologique de la neige en montagne. — Géographie Bd. 34, 255—267.

Martonne, E. de, 1926 a: Deux massifs hercyniens le Böhmerwald et la Lysa Gora. — Ann. de Géogr. XXXV, 25—50.

Martonne, E. de, 1926 b: Traité de Géographie physique. — T. II. Paris.

Masuch, K., 1953-54: War die periglaziale Fließerde die Ursache des Gesteinsverzuges in den deutschen Mittelgebirgen? — Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin 3, Math.-Nat. Reihe, 235—241.

Matthes, F. E., 1900: Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. — US Geol. Survey, 21 st Ann. Report, part II.

Maull, O., 1937: Geomorphologie. — Enzyklopädie der Erdkunde. Wien.

Mayr, M., 1910: Morphologie des Böhmerwaldes. — Mitt. Geograph. Ges. München, Bd. 5, H. 2, 201 f.

Meinecke, E., 1957: Granitvergrusung, Entstehung und Alter der Granitklippen. — Z. Dt. Geol. Ges., 109, 483.

Mortensen, H., 1932: Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. — ZGE, 279—287. Berlin.

Mortensen, H., 1943: Zur Theorie der Flußerosion. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., 35—56, Göttingen.

Mortensen, H., 1948: Das morphologische Härteverhältnis Hornfels-Granit im Harz (südliches Brockenmassiv). — Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 8-20.

Mortensen, H., 1963 a: Abtragung und Formung. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, II. Math.-Nat. Kl., Jg. 1963, 3.

Mortensen, H., 1963 b: Hangformen in der näheren und weiteren Umgebung von Göttingen. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, II. Math.-Nat. Kl., Jg. 1963, Nr. 19.

Mortensen, H., 1964: Eine einfache Methode der Messung der Hangabtragung unter Wald und einige bisher damit gewonnene Ergebnisse. — Z. f. Geomorphologie, N. F. Bd. 8, 212—222. Berlin.

Mügge, W., 1950: Glazialformen im deutschen Mittelgebirge. Staatsexamensarbeit 488 am Geogr. Inst. Göttingen.

Neef, E., 1955 a: Hanggestaltung und flächenhafte Abtragung in kristallinen Mittelgebirgen. — Dt. Geographentag Essen 1953. Tagungsber. u. wiss. Abh., 164—169. Wiesbaden.

Neef, E., 1955 b: Zur Genese der Formenbilder der Rumpfgebirge. — PM, 183—192.

Neumaier, F., 1955: Das ostniederbayerische Tertiär. — Erl. zur Geol. Übersichtsk. d. Süddt. Molasse 1 : 300 000, 68—80.

Panzer, W., 1923: Talrichtung und Gesteinsklüfte. PM, 153—157.

Partsch, J., 1882: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands nach fremden und eigenen Beobachtungen dargestellt. — Breslau.

Passarge, S., 1912: Psychologische Morphologie. — Hamburg. Sonderdruck: Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg XXVI, H. 2.

Passarge, S., 1914: Morphologie des Meßtischblattes Stadtremda. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 28.

Passarge, S., 1920: Die Grundlagen der Landeskunde. Band 3: Die Oberflächengestaltung der Erde. — Hamburg.

Penck, A., 1882: Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. — Leipzig.

Penck, A., 1884: Geographische Wirkungen der Eiszeit. — Verhandlung d. 4. Dt. Geographentages München. 66—84.

Penck, A., Böhm, A., Rodler, A., 1887: Bericht über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. — Z. d. Dt. Geol. Ges., 39. Bd., 68—77.

Penck, A., 1889: Das Endziel der Erosion und Denudation. — Verhandl des 8. Dt. Geographentages Berlin, 91—100. — Breslau.

Penck, A., 1891: Die Donau. — Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwiss. Kenntnisse, Bd. XXXI.

Penck, A., 1894: Morphologie der Erdoberfläche. — Bibl. Geograph. Hb., Bd. 1. Stuttgart.

Penck, A., 1935: Die Fußfläche der Alpen in Oberbayern. — Sven-Hedin-Festschrift. Geogr. Annaler 17, 641—653.

Penck, W., 1922: Morphologische Analyse. — Verhandl. des 20. Dt. Geographentages zu Leipzig 1921, 122—128. Berlin.

Penck, W., 1924: Die morphologische Analyse. — Pencks Geograph. Abh., II. R., H. 2, Stuttgart.

Penck, W., 1928: Über den Gang der Abtragung. — Mitt. der Geogr. Ges. Wien, 200—218.

Philippson, A., 1931²: Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II. Bd. (Morphologie), 2 Teile. Leipzig.

Pillewizer, W., 1938: Tektonik und Talverlauf im Kristallingebiet der Raabklamm (Steiermark). — Z. f. Geomorphologie X, 69—86.

Pippan, Th., 1955: Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. — Sitzungsber .d. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abt. I, Bd. 164, 335—365. Wien.

Poser, H., 1932: Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. — Meddelser om Grønland, Bd. 94, 5.

Poser, H., 1932-33: Die Oberflächengestaltung des Meißnergebietes. — Jb. Geol. Ges. Hannover 1932-33.

Poser, H., 1954: Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). — Studien üb. d. Perigl.-Ersch. in Mitteleuropa, Teil II. Göttinger Geogr. Abh., H. 15.

Poser, H., Müller, Th., 1951: Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayerischen Hügellandes. Ein Beitrag zum Problem der klimabedingten asymmetrischen Vorzeittäler. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 2 b, Nr. 1.

Poser, H., Hövermann, J., 1951: Untersuchung zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. — Abh. d. Braunschw. Wiss. Ges., Bd. III, 61—115.

Poser, H., Hövermann, J., 1952: Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. — Abh. d. Braunschweig. Wiss. Ges., Bd. IV, 12—36.

Priehäusser, G., 1927: Der Bayerische Wald im Eiszeitalter. I. Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees. — Geognost. Jahresheft, 40. Jg., 133—150. München.

Priehäusser, G., 1929: Über die Kare und Karseen des Bayerischen Waldes. — Aus der Heimat, Jg. 42, 335—342.

Priehäusser, G., 1930: Die Eiszeit im Bayerischen Wald. — Abh. d. Geol. Landesuntersuchung d. Bayer. Oberbergamtes, H. 2. München.

Priehäusser, G., 1931: Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes. Eine Entgegnung auf die Angriffe von Prof. A. Rathsburg. — Firgenwald. Vierteljahresschrift f. Geol. u. Erdk. d. Sudetenländer, Jg. 4, 37—40. Reichenberg.

Priehäusser, G., 1937: Ablagerungen unter Gletscher- und Firneis und Fließerdebewegung im Böhmerwald. — Firgenwald. Vierteljahresschr. f. Geol. u. Erdk. d. Sudetenländer, Bd. 10, 108—113. Reichenberg.

Priehäusser, G., 1951: Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttausbildungen. — Geol. Blätter f. NO-Bayern, Bd. 1, H. 3, 81—91.

Priehäusser, G., 1952: Der Lusengipfel, 1376 m. — Der Bayerwald, 4—8.

Priehäusser, G., 1955: Störungen im Zersatz kristalliner Gesteine unter eiszeitlichen Schuttdecken im Bayerischen Wald. — Geol. Blätter f. NO-Bayern, Bd. 5, H. 3, 97—109.

Priehäusser, G., 1961: Felsfreistellungen, Blockmeere, Blockströme und Blockstreuungen im Bayerischen Wald. — Geol .Blätter f. NO-Bayern, Bd. 11, H. 3, 123—132.

Puffer, L., 1910: Der Bayerische Wald und sein Verhältnis zur innerböhmischen Rumpffläche. — Geogr. Jahresber. aus Österreich, Bd. VIII, 113 f. Wien.

Puffer, L., 1926: Neue Eiszeitspuren im Böhmerwald. — Lotos, 74, 135—138. Prag.

Rathsburg, A., 1928: Die Gletscher des Bayerischen Waldes zur Eiszeit. — 22. Ber. d. Naturwiss. Ges. Chemnitz, 65-161.

Rathsburg, A., 1930: Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes während der Eiszeit. — Mitt. d. Vereins f. Erdk. zu Dresden. Jahresheft 1929.

Rathsburg, A., 1932-35: Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. — Firgenwald. Vierteljahresschr. f. Geol. u. Erdk. d. Sudetenländer, Band 5-8. Reichenberg.

Reichelt, G., 1960: Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb. — Ber. d. Naturforsch.-Ges. zu Freiburg i. B., H. 1, 57—127.

Richter, H., 1955-56: Die Vergrusung des Gneises. — Arb. d. Geol. Inst. d. Karl-Marx-Univ., Nr. 3-11, 561—564. Leipzig.

Richter, H., 1963: Das Vorland des Erzgebirges. Die Landformung während des Tertiärs. — Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Länderkunde, N. F. 19/20, 5—231.

Salomon, W., 1917: Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. — Geol. Rd. 1917, 7. 30—41.

Sandberg, C. G., 1943: Ist die Annahme einer rückschreitenden Erosion berechtigt? — Z. f. Geomorphologie, Bd. XI (1939-43), 61—77.

Schaefer, I., 1950: Die diluviale Erosion und Akkumulation. Erkenntnisse über die Talbildung im Alpenvorland. — Forsch. u. Fortschr. z. dt. Landeskunde, Bd. 49.

Schenk, E., 1955: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. — Abh. d. Hess. Landesamtes f. Bodenkunde 13.

Scherzer, H., 1940: Gau Bayerische Ostmark. Land, Volk, Geschichte. — München.

Schick, M., 1959: Fragen des periglazialen Formenschatzes im Harz (Ramberggebiet). — Z. für Geomorphologie, N. F. Bd. 3, 101—110.

Schmeer, D., 1953: Sedimentpetrographische Beobachtungen aus der Oberen Süßwassermolasse im Bereich von Freising bis Landshut. — Z. d. Dt. Geol. Ges., Bd. 105, 496—516.

Schmid, J., 1925: Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten Mittelgebirge. — Diss. Freiburg. Neudamm.

Schott, C., 1931: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. — Forsch. z. dt. Landes- u. Volksk. 29/1, 1—78.

Schrepfer, H., 1926: Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. — Geogr. Anz. 1926, 197—209.

Schulz, H., 1926: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. —Neues Jb. f. Mineralog., Beil., Bd. 54, Abt. B, 289—346.

Sekyra, J., 1960: Frostactions on the ground with special reference to Czechoslovakia. — Publ. Ac. des Sc. de Tschécoslovaquie. Prag.

Sekyra, J., 1961: La carte périglaciaire du Massif Bohémien. — Biuletyn Peryglacialny Nr. 10, 43—52. Lodz.

Sellner, A., 1906: Geomorphologische Probleme aus dem hohen Böhmer Walde. — Mitt. d. k. u. k. Geogr. Ges. Wien 49, 586—93.

Sellner, A., 1908: Geographische Studien und Beobachtungen aus dem südlichen Böhmerwalde. — Mitt. d. k. u. k. Geograph. Ges. Wien 51, 161—204.

Semmel, A., 1961: Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. — Frankfurter Geogr. Hefte Nr. 37.

Sittig, C., 1933: Topographie préglaciaire et topographie glaciaire dans les Vosges alsaciennes du Sud. — Annales de Géographie 42, 248—265.

Sokol, R., 1916: Morphologie des Böhmerwaldes. — PM 1916, 445 f.

Sokol, R., 1918: Zur Beurteilung der Ansichten Puffers über die Böhmerwaldformen. — Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 61, 290—294.

Spiridonow, A. J., 1956: Geomorphologische Kartographie. — Berlin.

Spreitzer, H., 1931: Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. — Jb. d. Geogr. Ges. Hannover 1931, 3—119.

Spreitzer, H., 1932: Zum Problem der Piedmonttreppe. — Mitt. Geogr. Ges. Wien.

Spreitzer, H., 1951: Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. — Erdkunde V, 294—305.

Spreitzer, H., 1960: Hangformen und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. — Z. f. Geomorphologie. Berlin. — Supplementband 1: Contributions internat. à la Morphologie des versants, 211—236.

Stadler, J., 1926: Geologie der Umgebung von Passau. — Geognost. Jb. 38, 1925, 39—118.

Staff, H. v., 1910: Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmer Wald. — Centralbl. f. Mineralogie usw., Jg. 1910, 564—575.

Taber, S., 1943: Perennially frozen ground in Alaska; its origin and history. — Bull. Geol. Soc. America 54, 1433—1548.

Thiem, F. M., 1906: Biographische Betrachtung des Rachel. — Diss. Leipzig. Abh. d. Naturhist. Ges. Nürnberg 16.

Tillmann, H., 1951: Geologische Exkursionen in das Naab-Schollenland. — Geologica Bavarica 6.

Tricart, J., 1957: Comparaison entre les conditions de faconnement des lits fluviaux en zone tempérée et en zone intertropicale. — Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences, t. 245, 555—557.

Tricart, J., Cailleux, A., 1961: Le modelé périglaciaire. — Cours de l'Université de Strasbourg. Cours de Géomorphologie. Centre de Documentation Universitaire Paris.

Troll, C., 1947: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde 1, 162—175.

Troll, G., 1964: Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — Geologica Bavaria Nr. 52. München.

Ullmann, R., 1960: Verwitterungsdecken im südl. Schwarzwald. — Ber. d. Naturforsch.-Ges. zu Freiburg i. Br. L, H. 2, 197—245.

Vitasek, F., 1958: Zur Höhenlage der Schneegrenze in Mitteleuropa. — PM 102, 27—28.

Weber, H., 1943: Blockbildung und Oberflächenformen des Granits im Thüringer Wald. — Z. f. Geomorphologie XI, 1939-43, 320—336.

Weidenbach, F., 1952: Vergleichende Untersuchungen über Talentwicklung im Vorland der Schwäbischen Alb und im Alpenvorland. — Jahresh. d. Geol. Abt. d. Württ. Statistischen Landesamtes, 2. Jg., 157—167.

Weinschenk, E., 1914: Bodenmais-Passau. Petrographische Exkursion im Bayerischen Wald.. — München.

Wiche, K., 1955: Fußflächen im Hohen Atlas. — Österr. Akad. d. Wiss., Sitzungsber. Math.-Nat. Kl., Abt. I, 164, 389—417.

Wilhelmy, H., 1959: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig.

Wissmann, H. v., 1951: Über seitliche Erosionen. Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung. — Colloquium Geographicum, Bd. 1.

Woldstedt, P., 1958²: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. II: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. — Stuttgart.

Wurm, A., 1937: Grundsätzliches zur Entstehung von Piedmonttreppen. — Z. d. Dt. Geol. Ges., Bd. 89, 628—629.

Wurm, A., 1938: Morphologie und Tektonik am Südwestrand das Bayerischen Waldes. — Zentralbl. f. Mineralogie usw., Abt. B, 129—143.

VERZEICHNIS DER BENUTZTEN KARTEN

Topographische Karten

Topographische Karte im Maßstab 1 : 25 000

7045 Unterfrauenau	7046 Spiegelau	7047 Finsterau
7145 Schöfweg	7146 Grafenau	7147 Freyung 7148 Bischofsreut
7245 Schöllnach	7246 Tittling	7247 Waldkirchen 7248/49 Jandelsbrunn
7345 Vilshofen	7346 Hutthurm	7347 Hauzenberg 7348/49 Wegscheid
7445 Ortenburg	7446 Passau	7447 Obernzell

Topographische Karte im Maßstab 1 : 50 000 (topographische und oro-hydrographische Ausgabe)

L 7144 Regen	L 7146 Grafenau	L 7348 Wegscheid
L 7344 Vilshofen	L 7346 Waldkirchen	
L 7544 Griesbach	L 7546 Passau	

Topographische Karte: Bayerischer Wald im Maßst. 1 : 100 000.

Karte des Deutschen Reiches im Maßstab 1 : 100 000 (Großblattausgabe) 598, 599, 613, 614.

Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches im Maßstab 1 : 200 000. Blatt 165, 166, 174, 175.

Geologische Karten

Geologische Karte der Umgebung von Vilshofen (1 : 25 000) von Kraus (1916).

Geologische Karte von Passau (1 : 25 000) von Stadler (1920).

Geologische Karte der Umgebung von Waldkirchen (1 : 25 000) von Dollinger (1961).

Geologische Karte des Intrusivgebietes von Fürstenstein (1 : 25 000) von G. Troll (1964).

Tektonische Karte des Passauer Waldes (1 : 75 000) von Cloos u. a. (1927).

Geognostische Karte des Königreichs Bayern (1 : 100 000) Blatt Zwiesel von Gümbel (1866).

Geologische Karte des ostbayerischen Moldanubikums (1 : 200 000) von Riederer (1963) (Manuskript).

Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse (1 : 300 000) mit Erläuterungen (1955).

Geologische Übersichtskarte von Bayern (1 : 500 000) mit Erläuterungen (1955), 1964² ohne Erläuterungen.

Bodenkundliche Übersichtskarte von Bayern (1 : 500 000) mit Erläuterungen von Vogel (1961).

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

Abb. 1: Foto Vergruster Kristallgranit ohne Solifluktionsdecke in Saldenburg
2: Foto Grundmoräne im Rachelvorland („In den Grüben")
3: Foto Glazial gestauchter Grus unter Grundmoräne im Reschwassertal (Schustersäge)
4: Foto Periglazial bedingtes Hakenschlagen im Granitgrus bei Ahornöd
5: Foto Glazial bedingtes Hakenschlagen im Granitgrus bei Finsterau
6: Aufschluß bei der Schustersäge/Reschwassertal
7: Flußlängsprofil der Ilz/Große Ohe
8: Flußlängsprofil der Schluchtstrecke der Wolfsteiner Ohe
9: Flußlängsprofil der Schluchtstrecke der Ilz/Gr. Ohe
10: Flußlängsprofil der Schluchtstrecke der Erlau/Saußbach
11: Flußlängsprofil der Schluchtstrecke der Klein. Ohe
12: Flußlängsprofil der Schluchtstrecke d. Osterbaches
13: Profil Saulorn—Plaßlberg
14: Profil Vilshofen—Albersdorf
15: Profil Sandbach—Rathsmannsdorf
16: Profil Rittsteig—Götzing
17: Profil Freinberg—Salzweg
18a: Profil Windorf—Forchenhügel
18b: Profil Steinkart—Windorf
19: Profil Fürstenstein—Windhoch
20: Profil Rathsmannsdorf—Fürstenstein
21: Profil Ebersberg—Tittling
22: Profil Altenmarkt—Ebersberg
23: Profil Thyrnau—Staffelberg
24: Profil Tittling—Neureut
25: Profil Ruderting—Büchelberg
26: Profil Büchelberg—Oberfrauenwald
27: Profil Auberg—Lämmersreut
28: Profil Oberfrauenwald—Friedrichsberg
29: Profil Oberpretz—Bucheck
30: Profil Oberfrauenwald—Geißberg
31: Profil Oberneureut—Vorderfreundorf
32: Profil Sonnen—Hinterfreundorf
33: Profil Schönberg (Kr. Wegscheid)—Pleckenstein
34: Profil Forchenhügel—Brotjacklriegel
35: Profil Brotjacklriegel—Trametsried
36: Profil Trametsried—Sauruck
37: Profil Aschenstein—Hessenstein
38: Profil Steinriegel—Hessenstein
39: Profil Schönberg—Spiegelau
40: Profil Tittling—Eberhardsreut
41: Profil Eberhardsreut—Großarmschlag
42: Profil Harschetsreut—Bienstand
43: Profil Mooshamer Berg—St. Oswald
44: Profil Neudorf—St. Oswald
45: Profil Kapfham—St. Oswald
46: Profil Adelsberg—Schönau
47: Profil Bucheck—Katzberg
48: Profil Neuhütte—Schlichtenberg
49: Profil Plaßlberg—Heldengut
50: Profil Kirchl—Sonndorf
51: Profil Saulorn—Kaining
52: Profil Kreuzberg—Geyersberg
53: Profil Haag—Sulzberg
54: Profil Moorkopf—Postberg
55: Profil Moorberg—Siebensteinfelsen
56: Profil Lusen—Ederplatte
57: Profil Großalmeyerschloß—Alzenberg
58: Profil Kanzel—Alzenberg
59: Profil Bienstand—Rachel
60: Profil St. Oswald—Plattenhausen Riegel
61: Morphogenetische Karte des Einzugsgebiets der Ilz
62: Übersichtskarte der geomorphologischen Profile.

Abb. 1. Vergruster Kristallgranit ohne Solifluktionsdecke in Saldenburg (7. Aufschluß, Seite 10).

Der porphyrartige Granit ist über 2 m mächtig völlig vergrust. Der Grus läßt sich mit dem Spaten stechen. Obwohl der Aufschlußhang 6° geneigt ist, tritt über dem lockeren Grussand keine periglaziale Solifluktionsdecke auf. Der Grus wird von einem 20 m mächtigen dunkelbraunen Lehmboden überlagert. Das Fehlen der Solifluktionsdecke ist wahrscheinlich gesteinsbedingt (Seite 26).

Abb. 2. Grundmoräne im Rachelvorland („In den Grüben"). (Profil Seite 103.)

Unter einer lockeren Schotterpackung mit humosem Zwischenmittel folgt eine über 3 m mächtige Grundmoräne. Kennzeichnend ist die dichte Packung von Geröllen und Blöcken in lehmigem Zwischenmittel. Der Zollstock ist 1 m lang.

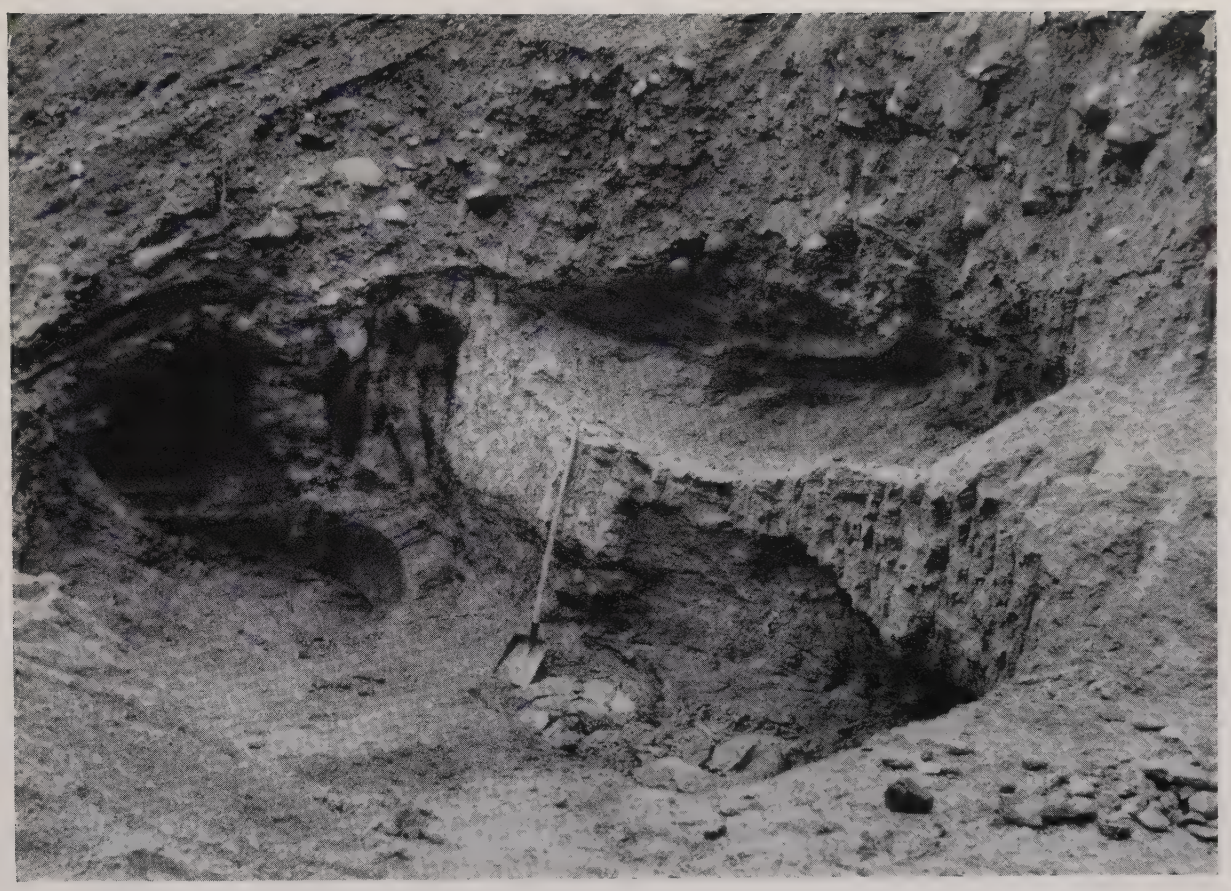

Abb. 3. Glazialgestauchter Grus unter Grundmoräne im Reschwassertal (Schustersäge).

Die Abbildung stellt einen Ausschnitt im Liegenden des in Abb. 6 wiedergegebenen Aufschlusses dar. Das gesamte Profil wird auf Seite 17 beschrieben. Unter einer mächtigen block- und schotterreichen Grundmoräne lagert eine Granitgrusscholle mit teilweise vertonten Feldspäten. Die Grusscholle wird umgeben von Quarzsanden mit rötlicher und weißer Bänderung. Durch den selektiven Abbau wurde die Ablagerungsform der Sande in der Form von einzelnen linsenförmigen Körpern besonders hervorgehoben. Die Lage der Grusscholle zwischen fluviatilen Sanden und die hangende Block- und Schotterdecke in lehmigen Zwischenmittel lassen sich nur durch die Annahme eines mächtigen Talgletschers erklären. (Länge der Schaufel etwa 1,5 m.)

Abb. 4. Periglazial bedingtes Hakenschlagen im Granitgrus bei Ahornöd (Seite 24).

Der anstehende Grus aus mittelkörnigem Biotitgranit wird in einer etwa 30—40 cm mächtigen Übergangszone in eine oberflächenparallele Richtung verzogen. Darüber folgt die typische periglaziale Wanderschuttdecke.

Abb. 5. Glazialbedingtes Hakenschlagen im Granitgrus bei Finsterau (Seite 24).

Ein von zahlreichen Quarzgängen durchzogener Granitgrus wird in einer über 150 cm mächtigen Übergangszone in die Richtung der Hangneigung verzogen. Zwischen der hangenden, fast 1 m mächtigen steinarmen Wanderschuttdecke und dem Grus liegt eine Diskordanz. Die völlige hangparallele Einregelung des Gruses fehlt. Auf Grund der Lage des Aufschlusses nahe der würmeiszeitlichen Schneegrenze wird für diesen Typ des Hakenschlagens eine glaziale Ursache vermutet.

Buchdruckerei Martin Saß & Co., Göttingen